

Paris 1970

ORSAY

Série A

N° d'ordre :

715

Sujet de la thèse : Les dépôts continentaux et marins
du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc.

ARTICLE PRINCIPAL

recouvrant en partie la thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles
enregistrée au C.N.R.S. sous le Numéro AO 4888.

FREYTET Pierre

Soutenue le 13 novembre 1970 à la Faculté des Sciences d'Orsay
devant le Jury :

MM. A. RIVIERE, Président
J-H. BRUNN
F. ELLENBERGER
G. LUCAS
J. ROGER



Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc

Résumé de la thèse de Doctorat d'Etat soutenue le 13 novembre 1970 à Orsay (n° C. N. R. S. AO 4888).

Pierre FREYTET *

Sommaire

<i>Première partie</i> : GÉNÉRALITÉS.	3	<i>Quatrième partie</i> : LE VITROLLENIEN.	39
<i>Deuxième partie</i> : LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR.	7	<i>Cinquième partie</i> : CONCLUSIONS GÉNÉRALES.	48
<i>Troisième partie</i> : LE BÉGUDO-ROGNACIEN.	27	BIBLIOGRAPHIE.	51

* Laboratoire de géologie structurale, Faculté des Sciences. Orsay.

Liste des figures

- FIG. 1. — Esquisse structurale du Languedoc.
- FIG. 2. — Constitution d'une décharge détritique.
- FIG. 3. — Partie moyenne du massif de Fontfroide. Levers personnels.
- FIG. 4. — Essai de reconstitution des variations d'épaisseur de l'Albien du massif de Fontfroide.
- FIG. 5. — A. Relations du Cénomanién-Turonien inférieur avec le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.
B. Esquisse paléogéographique et paléo-écologique.
- FIG. 6. — Turono-Sénonien classique de Fontfroide.
- FIG. 7. — Coupe interprétative Nord-Sud du Turonien supérieur-Santonien du massif de Fontfroide.
- FIG. 8. — A. Coupe schématique Est-Ouest des collines de Boutenac et du synclinal de Gasparets-Bizanet.
B. Essai de reconstitution des séries stratigraphiques et corrélations entre les Palais, le flanc ouest du synclinal de Boutenac et le Pech Ténarel.
- FIG. 9. — Datation des diverses décharges détritiques du Crétacé supérieur des Corbières orientales.
- FIG. 10. — Le milieu récifal à Fontfroide.
- FIG. 11. — A. Décharge du Turonien supérieur-Coniacien inférieur.
B. Localisation dans le sillon languedocien.
- FIG. 12. — A. Santonien inférieur récifal.
B. Localisation dans le sillon languedocien.
- FIG. 13. — Campanien.
- FIG. 14. — Le « Sénonien » (essentiellement Campanien) de Saint-Chinian : emplacement des coupes.
- FIG. 15. — « Sénonien » de Pierrerue.
- FIG. 16. — Les plus anciens traits paléogéographiques discernables sur une carte du Chaînon de Saint-Chinian.
- FIG. 17. — Décharge détritique de Villesspassans.
- FIG. 18. — Fossé de Bédarieux. Sédimentologie de la coupe de Carlencas.
- FIG. 19. — Série basale du Campanien de Villeveyrac.
- FIG. 20. — Paléogéographie du Languedoc au Cénomanién-Turonien inférieur.
- FIG. 21. — Paléogéographie du Languedoc au Campanien.
- FIG. 22. — Bégudo-rognacien de Taura (Corbières orientales).
- FIG. 23. — La formation basale du Bégudo-rognacien de la Pinède de Durban.
- FIG. 24. — Campanien et Bégudo-rognacien d'Alet.
- FIG. 25. — Campanien et Bégudo-rognacien d'Albières.
- FIG. 26. — Reconstitution des décharges détritiques bégudo-rognaciennes dans les Corbières occidentales (coupe synthétique Ouest-Est).
- FIG. 27. — Essai de reconstitution des épaisseurs du Bégudo-rognacien total.
- FIG. 28. — Répartition des conglomérats au Bégudo-rognacien dans les Corbières.
- FIG. 29. — Répartition des quartz bipyramidés remaniés du Keuper dans le Bégudo-rognacien des Corbières.
- FIG. 30. — Esquisse de la répartition des cônes alluviaux dans le Bégudo-rognacien des Corbières.
- FIG. 31. — Bégudo-rognacien de Saint-Chinian : répartition des affleurements et des coupes.
- FIG. 32. — Schéma des variations d'épaisseur du Bégudo-rognacien entre les diverses unités du Chaînon de Saint-Chinian.
- FIG. 33. — Décharge supérieure du Bégudo-rognacien de Villeveyrac. Variations d'épaisseur et de faciès.
- FIG. 34. — Saint-Bauzille de la Silve. Schéma des relations entre le calcaire jurassique, les cavités karstiques, les formations à *Microcodium*, les brèches, et le marno-calcaire du Bégudo-rognacien basal.
- FIG. 35. — Paléogéographie du Bégudo-rognacien nord-montpelliérain.
- FIG. 36. — A. Esquisse paléogéographique du Languedoc au Bégudo-rognacien.
B. Rappel de la paléogéographie au Campanien, et position des futures rides bégudo-rognaciennes, localisées sur les axes des sillons nord-pyrénéen et languedocien.
- FIG. 37. — Vitrollien de la Montagne Noire. Isogrades granulométriques.
- FIG. 38. — Coupes schématiques interprétatives du Vitrollien des Corbières.
- FIG. 39. — Vitrollien des Corbières, répartition des isogrades granulométriques de la fraction fine.
- FIG. 40. — Reconstitution des cônes alluviaux du Vitrollien des Corbières.
- FIG. 41. — Répartition de l'Éocène inférieur à faciès « Vitrollien » dans le Chaînon de Saint-Chinian.
- FIG. 42. — L'Éocène inférieur à faciès « Vitrollien » à Saint-Paul-et-Valmale.
- FIG. 43. — Granulométrie des galets (répartition verticale des centiles) dans l'Éocène inférieur du Pli de Montpellier.
A. Aumelas (coupe le long de la D 114) ;
B. Synclinal de Soucarède près de Crabels ;
C. Coupe au Sud de Vandémian.
- FIG. 44. — Essai de reconstitution des variations d'épaisseur et de faciès parallèlement à l'axe du Pli de Montpellier (perpendiculairement aux axes des cônes alluviaux).
- FIG. 45. — Esquisse paléogéographique du Languedoc à l'Éocène basal (Vitrollien-Thanéien inf. des Corbières, « Vitrollien inf. » de Saint-Chinian et Villeveyrac, décharge détritique inférieure de Montpellier).
- FIG. 46. — Quatre exemples de décharges détritiques.

PREMIÈRE PARTIE - GÉNÉRALITÉS

I. INTRODUCTION

La majeure partie des terrains du Crétacé supérieur et de l'Éocène inférieur du Languedoc ont été qualifiés de « continentaux » ou « fluviaux » par les anciens auteurs, à la suite de la découverte de coquilles « terrestres » et de débris de Dinosaures. La stratigraphie de ces niveaux a été négligée, même quand il y avait des intercalations marines susceptibles de les dater.

Mes observations ont permis de montrer que ces dépôts « continentaux » se sont effectués dans des milieux variés : fluviaux, lacustres, palustres. Les dépôts fluviaux sont cycliques avec pédogenèse systématiquement associée aux termes déposés dans la plaine d'inondation : la distinction entre calcaires lacustres et palustres repose sur la présence, chez ces derniers, d'*éléments pédologiques figurés*. Ces divers problèmes (pédogenèse, sédimentation fluviale, calcaires lacustres et palustres) ont fait l'objet de publications séparées [P. FREYTET, 1964, 1965 b ; 1967 a ; 1969 b ; 1970 b ; 1970 c].

Les méthodes d'étude des milieux continentaux font appel à toutes les techniques de la sédimentologie classique utilisées conjointement : granulométrie et lithologie des galets, granulométrie et minéralogie des sables et argiles, pétrographie sédimentaire, etc.

Du point de vue de la stratigraphie, mes prédécesseurs (1) avaient seulement reconnu en Languedoc un « Turono-Sénonien », un « Rognacien » et un « Vitrollien ». Dans ces milieux rouges, très ingrats, pauvres en fossiles, je me suis efforcé de reconnaître la superposition de *décharges détritiques successives*, et de dater chacune d'elles d'une manière aussi précise que possible, avec parfois l'aide de niveaux marins (2). Pour chacune, j'ai tenté de déterminer l'origine du matériel qui la compose, son mode de dépôt, et, dans la mesure du possible, de reconstituer la paléogéographie du Languedoc à ce moment.

(1) Bibliographie détaillée dans le Mémoire de Thèse complet, ainsi que dans M. GOTTIS, 1957, et P. DEMANGEON, 1958.

(2) Un exemple : dans le Sud-Ouest du bassin de Villeveyrac, à Castelnaud-de-Guers, le 1/80 000 de Bédarieux (1^{re} édition) indique du « Rognacien ». En fait, la série est complète du Campanien au Lutétien inclus [P. FREYTET, 1968 b].

II. LE LANGUEDOC

1. Etat actuel de nos connaissances sur le Languedoc

C'est une zone complexe de virgation des structures pyrénéennes. On y voit des anticlinaux, des écaillés et des nappes, à demi-empâtés par une couverture mio-quaternaire. En outre, de nombreux recouvrements ont été découverts en sondage (fig. 1). Le Languedoc se raccorde harmonieusement avec les Pyrénées orientales et la Provence, bien que les auteurs récents ne soient pas d'accord entre eux sur la nature des grands accidents (relais ou continuité).

Le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur affleurent dans un certain nombre de domaines isolés les uns des autres : Corbières occidentales et orientales bordure de la Montagne Noire, Chaînon de Saint-Chinian, fossé de Bédarieux, bassin de Villeveyrac, région nord-montpelliéraine, golfe rhodanien [selon J. SORNAY, 1950]. L'étude détaillée du contenu stratigraphique de chacune de ces régions m'a permis de reconstituer la paléogéographie des rides et sillons qui se sont déformés et déplacés au cours des temps.

2. Bref historique des travaux sur le Languedoc

On peut distinguer plusieurs étapes dans la connaissance du Languedoc :

Les précurseurs (première moitié du XIX^e siècle) se sont attachés à reconnaître les grandes lignes de la stratigraphie régionale et l'extension des ensembles nouvellement définis : le Garumnien d'A. LEYMERIE, le Groupe d'Alet de A. d'ARCHIAC, les étages provençaux de PH. MATHERON.

Dans un second temps, on est passé au stade des corrélations à l'échelle de la France, avec les querelles d'équivalence des étages entre le Bassin de Paris, l'Aquitaine et la Provence. De très nombreux auteurs ont abordé ces questions (1).

Une première synthèse est faite avec la première édition de la carte géologique au 1/80 000 [R. BRESSON, L. DONCIEUX, CH. DEPERET, F. ROMAN], et deux études monographiques [thèses de L. DONCIEUX, 1903, et F. ROMAN, 1897].

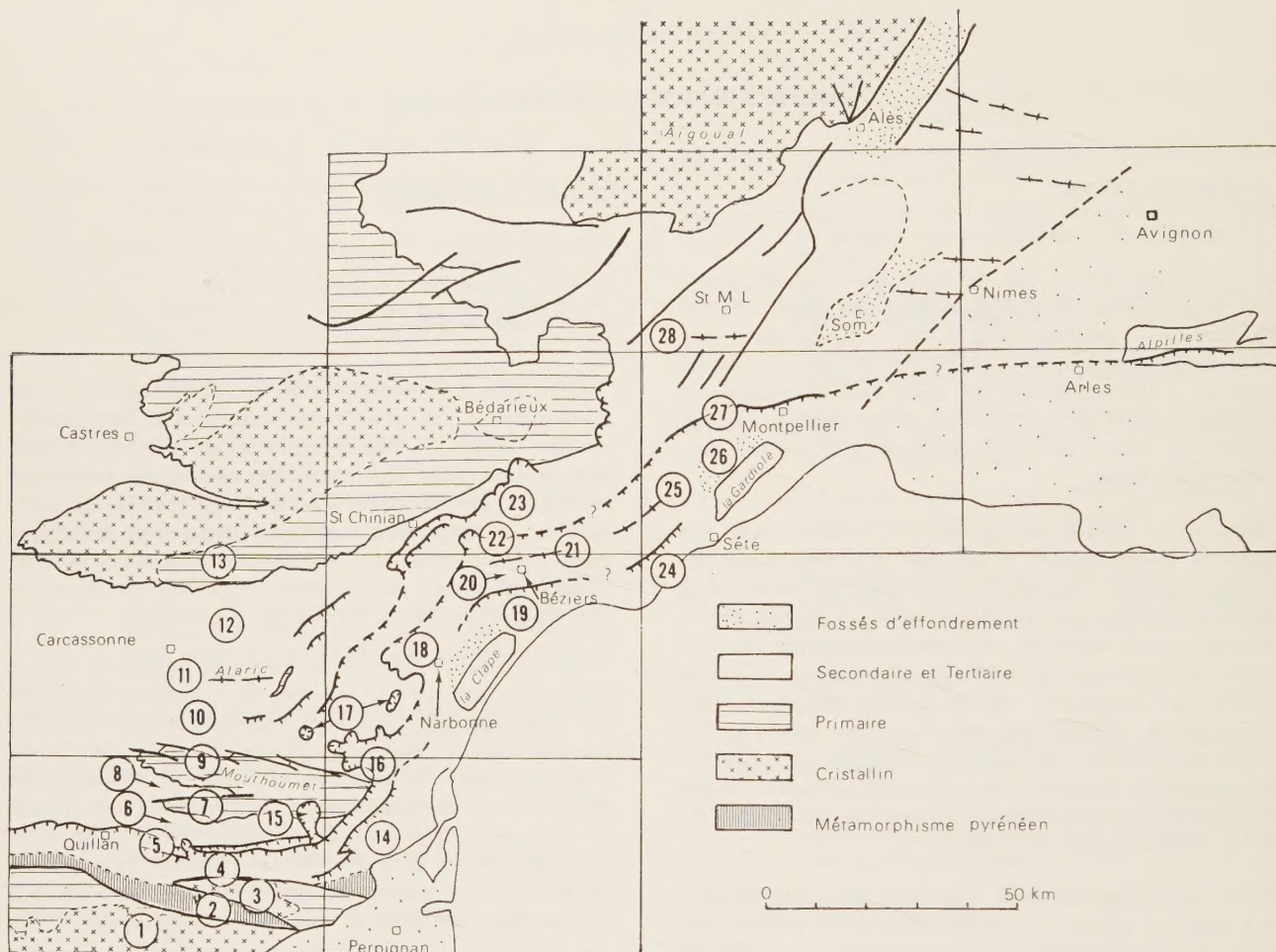


FIG. 1. — Esquisse structurale du Languedoc.

(1) Zone axiale des Pyrénées; (2) synclinal de l'Agly; (3) massif de l'Agly; (4) synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet; (5) zone chevauchante du Bugarach; (6) synclinal de Rennes-les-Bains; (7) massif de Mouthoumet, branche méridionale; (8) synclinal d'Arques; (9) massif de Mouthoumet, branche septentrionale; (10) synclinal de Limoux; (11) anticlinal de l'Alaric; (12) synclinorium de Carcassonne; (13) Montagne-Noire; (14) chevauchement de Vingrau; (15) montagne de Tauch; (16) nappe des Corbières, lobe de Fontjoncouise; (17) klippe du plateau de Poursan et de la demi-fenêtre de Fontfroide; (18) nappe des Corbières, lobe d'Ornaisons; (19) écaïlle de Lespignan; (20) synclinal de Béziers; (21) anticlinal de Puisserguier; (22) unité de Cazouls; (23) complexe écaïillé de Saint-Chinian - Gabian; (24) écaïlle de Florensac; (25) anticlinal de Castelnau-de-Guers; (26) fossé de Montbazin (miocène); (27) pli de Montpellier; (28) Pic Saint-Loup.

Après la découverte, cartographique, de la nappe des Corbières par L. BERTRAND [1908], les travaux de révision en vue des secondes éditions des feuilles au 1/80 000 sont entreprises, mais d'une manière très discontinue : CH. JACOB et M. CASTERAS sur Quillan entre 1925 et 1935; A.-F. DE LAPPARENT sur Carcassonne (1944-1948), L. BARRABE sur Narbonne (1922-1948), M. DREYFUSS sur Montpellier (1937-1949). On peut aussi mentionner ici les travaux sur les Rudistes de G. ASTRE (1954) et sur les Dinosauriens de A.-F. DE LAPPARENT [1938; 1947; 1954].

Depuis 1950, les travaux changent d'orientation : grandes monographies régionales, d'optique sédimentologique [thèse de P. DEMANGEON, 1958], structurale [M. GOTTIS, 1957], stratigraphique [J. SORNAY, 1950]; synthèses régionales effectuées à partir de nombreuses observations (en particulier D.E.S. et thèses de 3^e cycle). Plusieurs écoles sont en présence en Languedoc : M. MATTAUER et F. PROUST, orientés sur des aspects plus structuraux et sur le métamorphisme nord-pyrénéen; F. ELLENBERGER et ses élèves dans les chaînons de Saint-Chinian et de Lagrasse et à

Bédarieux ; M. DURAND-DELGA (Corbières méridionales) ; M. GOTTIS (détroit de Carcassonne). L'Éocène inférieur des Corbières a été révisé par J.-C. PLAZIAT [1966]. De mon côté, j'ai abordé le Languedoc depuis 1961, et je lui ai consacré un certain nombre de publications sur des problèmes variés, quelques-unes en collaboration avec J.-C. PLAZIAT.

Enfin, à une autre échelle, il faut citer les travaux océanographiques et géophysiques de D.-A. FAHLQUIST [1963] et les synthèses de L. GLANGEAUD sur la Méditerranée occidentale [1951 ; 1962 ; 1966].

III. MÉTHODES

En plus des méthodes classiques de la cartographie de terrain, et des observations fines dans un but paléocéologique, j'ai utilisé des méthodes sédimentologiques qui m'ont apporté des résultats essentiels.

1. Sur le terrain

Le relevé minutieux des coupes stratigraphiques conduit naturellement à une analyse séquentielle. Son interprétation doit être d'une extrême prudence en raison de l'existence des termes très particuliers que sont les paléosols, leurs niveaux d'accumulation de nodules calcaires et leurs horizons marmorisés. C'est toutefois le seul moyen d'aborder la sédimentation fluviale et de suivre son évolution horizontale et verticale.

La granulométrie des galets, abordée par la méthode du centile [A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959], est rapide, facile, et très concluante pour la reconstitution des décharges détritiques, du moins dans certaines limites (présence d'une quantité suffisante de galets de longueur supérieure à 50 mm). Une variante intéressante est la méthode du centile appliquée à une nature déterminée de galets : elle permet de suivre la dilution d'un apport localisé (ex. : schistes verts « autuniens » dans le Bégudo-rognacien de Montpellier).

Les directions de courants se mesurent sur le terrain par les orientations des stratifications obliques, cannelures de base de bancs, inclinaison des galets.

2. Au laboratoire

Chaque échantillon a été examiné à de multiples points de vue.

La section polie ou vernie est de règle pour les grès et calcaires lacustres ou palustres. L'expérience prouve que la moitié des appellations des calcaires faites sur le terrain doivent être modifiées après

examen de la surface sciée. La lame mince est un complément souhaitable.

La calcimétrie est faite par pesée de l'insoluble après attaque à HCl de petites quantités de matériel (1 à 5 g). Les résultats sont reproductibles à 0,5 % pour les matériaux fluviaux fins (marno-calcaires gréseux).

L'extraction des argiles pour analyse aux rayons X se fait par attaque à l'acide acétique à 20 g/litre sur échantillon broyé. Dans le cas des carbonates, une tranche d'échantillon est passée directement au diffractomètre (détermination de la calcite et de la dolomite).

Le matériel pour granulométrie est décalcifié à HCl 2N à froid. La fraction supérieure à 35 μ est tamisée ; la fraction inférieure à 35 μ est traitée à la pipette d'Andréassen raccourcie [méthode A. RIVIERE]. Une courbe cumulative totale (sable et argile) est construite pour chaque échantillon. La partie de la courbe comprise entre 0,8-1 μ et 9-10 μ est transformée pour être inscrite dans un carré (canonisation, A. RIVIERE, 1952]. L'indice de faciès (Ng) se lit par comparaison avec une abaque.

Dans les milieux fluviaux languedociens, pour une coupe donnée (soit 6 à 8 échantillons), la fraction sableuse de chaque échantillon a une courbe cumulative généralement quelconque, alors que la fraction fine est très voisine d'un échantillon à l'autre. Il y a au contraire d'importantes variations d'une coupe à l'autre. A partir des observations faites dans les Corbières au Vitrollien (fig. 39), j'ai introduit la notion d'isograde granulométrique (schématisé fig. 2) et codifié de la manière suivante :

Isograde I (Ng positif) : parabolique strict (plus ou moins évolué) ;

Isograde II : intermédiaire ;

Isograde III (Ng nul) : logarithmique strict (tolérance : 1 à 2 courbes peuvent être paraboliques ou hyperboliques) ;

Isograde IV : intermédiaire ;

Isograde V (Ng négatif) : hyperbolique strict.

La notion d'isograde granulométrique a d'intéressantes applications paléogéographiques. Elle est liée à une disposition très particulière des dépôts fluviaux que l'on peut résumer ainsi :

— dans les bassins fluviaux languedociens, la disposition paléogéographique est celle de petits cônes alluviaux juxtaposés, et dont les caractéristiques physiques (pente, régime des eaux, altitude de l'arrière-pays) sont identiques sur de grandes distances. Seules diffèrent les caractéristiques lithologiques des arrière-pays, ce qui permet d'individualiser les cônes alluviaux.

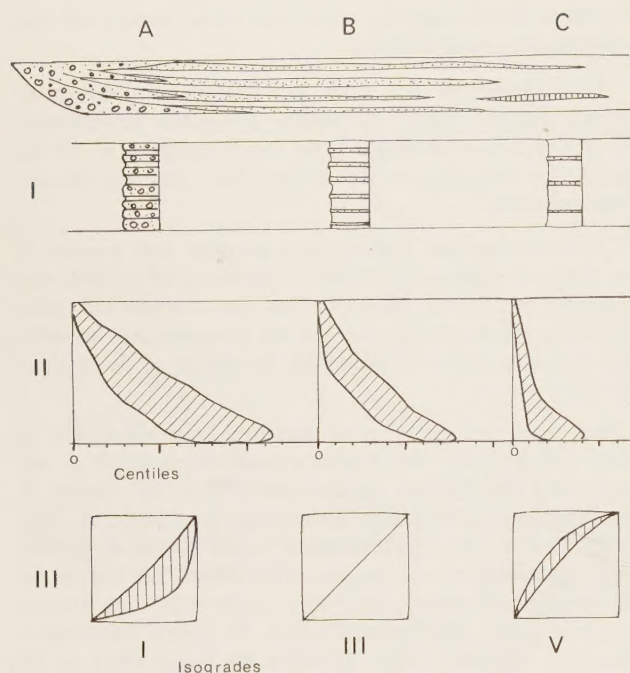


FIG. 2. — Constitution d'une décharge détritique.

I. Coupe longitudinale d'un cône alluvial constitutif d'une décharge, montrant les variations de faciès du matériel liées au tri longitudinal. En A, les conglomérats prédominent largement; en B, les grès sont à peu près aussi développés que les limons (fraction argilo-sableuse ou marno-sableuse de la plaine d'inondation); en C, les grès sont réduits par rapport aux termes plus fins, et il apparaît des îlots de calcaires lacustres (ou palustres). (Comparer avec la fig. 38 A représentant la reconstitution du Vitrollien des Corbières orientales.)

II. Variations granulométriques des galets exprimées par le centile (abscisses) et l'altitude au-dessus de la base de la série (ordonnées). Les courbes fermées entourent les nuages de points représentatifs. On note pour chaque coupe une décroissance verticale nette, et d'une coupe à l'autre, une décroissance horizontale. (Comparer avec la fig. 22, Bégudo-rognacien et Vitrollien de Taura, et les fig. 15, 18, 25, 43.)

III. Granulométrie de la fraction fine. Répartition des isogrades granulométriques. Près de la source du matériel (A), les courbes sont du type parabolique plus ou moins évolué (isograde I), et comprises dans la zone hachurée. A mesure qu'on s'éloigne, après un stade intermédiaire (isograde II, non figuré), on passe à l'isograde III, logarithmique, correspondant à la coupe B. Plus loin encore, après un autre stade intermédiaire (isograde IV, non figuré), on arrive à la coupe C, appartenant à l'isograde V, hyperbolique; les courbes sont contenues dans la partie hachurée. (Comparer avec les fig. 37 et 39 qui représentent cette même évolution, mais en carte.)

— dans de tels systèmes hydrodynamiques, de petite taille (quelques dizaines de km de long au maximum), le tri longitudinal existe seul (type Vitaine R. LAFOND, 1952), à la différence des cours d'eaux plus importants pour lesquels le tri transversal existe seul (nombreuses études, dont J. HERVIEU, 1968, à Madagascar).

Les courbes de la fraction fine présentent parfois un optimum supplémentaire vers $1,5 \mu$. Deux explications sont possibles : lessivage d'argile (si l'on est dans un paléosol), ou aggradation-néoformation d'argile. Toutefois, le phénomène de lessivage d'argile n'est pas connu dans les sols alluviaux hydromorphes actuels,

et les diffractogrammes ne montrent pas systématiquement une meilleure cristallinité ou une plus forte teneur en montmorillonite en relation avec la présence de cet optimum (sauf dans le cas d'un calcaire dolomitique un peu argileux dans le Vitrollien de Villeneuve-Minervois, bordure de la Montagne-Noire).

J'ai caractérisé la fraction fine par un seul paramètre, l'indice de faciès (Ng) de A. RIVIERE. La fraction sableuse est très hétérogène, et je l'ai caractérisée par le coefficient de TRASK ($T = \sqrt{Q_{75}/Q_{25}}$). Ce coefficient prend des valeurs quelconques, même après avoir éliminé de la fraction sableuse les concrétions ferrugineuses néoformées qui occupent jusqu'à 95 % de certaines fractions granulométriques. 130 couples de mesures provenant du Vitrollien (Corbières, Saint-Chinian, Villeveyrac) ont donné un coefficient de corrélation de + 0,26 : la corrélation est positive, mais très mauvaise. Cela revient à dire que la fraction fine est très bien triée malgré la brièveté du transport, alors que la fraction sableuse reste pratiquement inchangée. Les multiples optima supplémentaires qui affectent les courbes cumulatives dans le domaine des sables sont liés à des populations particulières de grains, identifiables à la loupe binoculaire (quartz bipyramidés, chaillies, spicules siliceux, etc.).

Cet aperçu des méthodes utilisées ici est destiné surtout à montrer qu'à chaque problème doit être appliqué un ensemble de techniques particulier, allant des plus faciles à utiliser sur le terrain aux plus délicates effectuées au laboratoire. En milieu marin, l'analyse séquentielle, la lithologie des galets, la minéralogie des argiles, ainsi que l'étude en lame mince m'ont donné les meilleurs résultats. En milieu fluvial, j'ai utilisé les granulométries de galets et la minéralogie des argiles (Saint-Chinian), la granulométrie de la fraction fine et la minéralogie des argiles dans les dépôts marneux et marno-calcaires (Vitrollien, Bégudo-rognacien de Montpellier, etc.). Le but final de toutes ces techniques, complémentaires les unes des autres, est la reconstitution paléogéographique du Languedoc à diverses époques.

IV. PROBLÈMES PARTICULIERS AUX MILIEUX CONTINENTAUX

Je ne reviendrai pas ici sur un certain nombre de problèmes traités ailleurs : formations résiduelles, sédimentation fluviale cyclique avec pédogenèse associée, paléosols alluviaux hydromorphes, calcaires lacustres et palustres.

La notion de décharge détritique, esquissée plus haut, est d'une très grande importance (fig. 2). Une décharge détritique est l'ensemble des dépôts résul-

tant d'une *rhexistasie* [N. ERHART] plus ou moins étendue (tectonique ou climatique). Elle a une extension verticale d'une portion d'étage, d'un étage ou de plusieurs étages stratigraphiques classiques. Les couches qui la constituent présentent des variations verticales et horizontales (granoclassements), mais cer-

tains caractères sont constants (lithofaciès, microfaciès, rythmicité). Une décharge détritique présente donc une certaine unité et peut être utilisée à des fins stratigraphiques locales au moins, à l'échelle d'une feuille au 1/80 000 [P. FREYTET, 1970 a]. Je reviendrai sur ce point dans les conclusions générales.

DEUXIÈME PARTIE : LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

INTRODUCTION

La stratigraphie du Crétacé supérieur languedocien (Cénomanien à Campanien inclus) a été établie d'une manière discontinue, souvent erronée; les étages caractérisés paléontologiquement d'une manière ponctuelle n'ont presque jamais été suivis cartographiquement, l'énorme épaisseur des grès et marnes rouges et leur apparente monotonie ayant rebuté les premiers auteurs.

Je dirai d'abord quelques mots de l'Albien qui a été localement confondu avec le Cénomanien dans le Massif de Fontfroide (Corbières orientales); le Cénomanien véritable est peu important en épaisseur, mais fondamental, car précédé de mouvements tectoniques qui l'amènent à reposer en discordance sur des terrains plus anciens.

Le « Turono-Sénonien » des Corbières orientales correspond à plusieurs décharges détritiques superposées, certaines admettant des passées marines et même récifales. J'attribue au Campanien une bonne partie du « Rognacien » de Saint-Chinian et de Villeveyrac, ainsi que des grès et argiles rouges du fossé de Bédarieux, attribués d'abord au Pliocène [R. NICKLES, feuille de Bédarieux 1/80 000], puis à l'Éocène inférieur [A.-F. DE LAPPARENT et P. VINCENT, 1953]. Je dirai également quelques mots sur la sédimentologie du Crétacé supérieur du Golfe rhodanien [J. SORNAY, 1950].

Je laisserai la décharge détritique bégudo-rognacienne pour la troisième partie, en raison des bouleversements paléogéographiques qui la précèdent.

En milieu marin, la notion de décharge détritique reste valable, en gros, mais il faut nuancer les interprétations des analyses séquentielles en raison des phénomènes de remaniement intense (marées, courants littoraux, courants de vagues, etc.). Par contre, la datation des décharges est un peu plus aisée qu'en milieu continental, car certaines faunes ont quelque valeur stratigraphique, du moins par rapport à la Provence et aux Corbières occidentales (Rennes-les-Bains).

I. L'ALBIEN ET LE CÉNOMANIEN DES CORBIÈRES ORIENTALES

1. Bref historique

C'est A. PERON [1885] qui a signalé à Fontfroide pour la première fois la présence d'*Ostrea carinata*, *Orbitolina concava*, *Cassiope coquandi* et *C. renauxi*, mais il en a conclu à la présence des étages Albien, Cénomanien et Turonien. J. ROUSSEL [1893] n'a rien apporté de neuf, sur ce point et L. DONCIEUX [1903] a attribué au Cénomanien des terrains divers (en fait albiens, aptiens et même oligocènes!). La première édition de Narbonne au 1/80 000 de cet auteur est totalement erronée. Pour la seconde édition, L. BARRABE a conservé en partie les contours de L. DONCIEUX.

Ces dernières années, le massif de Fontfroide a été revu par de nombreux auteurs de thèses de 3^e cycle et D.E.S. et des interprétations contradictoires ont été proposées. Pour ma part, j'ai très brièvement abordé l'Albien de ce massif, juste pour le séparer du Cénomanien, en me basant sur les faciès et les Orbitolines (détermination R. SCHROEDER), et en collaboration avec M. DURAND-DELGA (lever de la feuille de Narbonne au 1/50 000). Je donne figure 3, une carte de la partie moyenne, la plus complexe, du massif.

2. Quelques coupes de l'Albien

Au lieu-dit la Marignan, au Nord du massif de Fontfroide, se trouve une série d'environ 400 m de grès et calcaires gréseux-glaucconieux rapportés par moitié au Cénomanien inférieur et par moitié à l'Albien. Il manque la base de la série (tectoniquement), et le sommet est raviné par le Coniacien. Les résultats obtenus par N. LEGRAND [1967] et par moi-même sont en accord (faunes d'Orbitolines): il y a de l'Albien inférieur et de l'Albien supérieur.

Plus au Sud, à Cortal Neuf, un petit îlot albien portant du Cénomanien transgressif a été respecté par l'avancée de la nappe des Corbières.

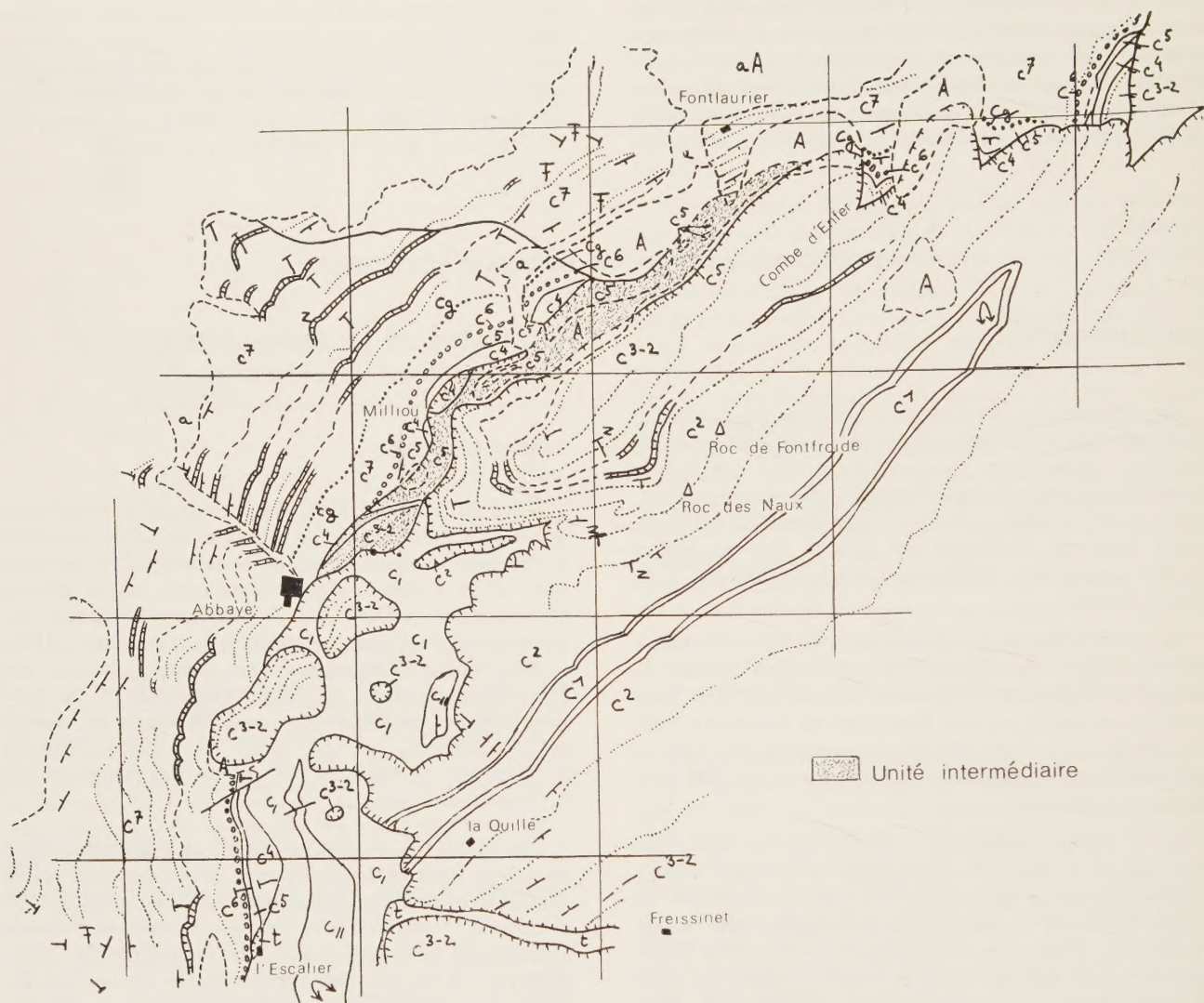


FIG. 3. — Partie moyenne du massif de Fontfroide. Levers personnels.

Les carrés ont 1 km de côté (quadrillage Lambert).

t, Keuper (Bergerie de l'Escalier et faille injectée de Freissinet).

c., Aptien inférieur calcaire et marno-calcaire; faune riche : Caprines, *Erogyra aquila*, *Lamellibranchia*, Oursins, etc.

c, Aptien supérieur : marnes gréseuses et glauconieuses, noires, parfois noduleuses.

c¹ Albien basal, calcaire blanc à Lithothamnées.

c² Albien inférieur, quartzites, grès, calcaires gréseux glauconieux, calcaires à silex, marnes à Orbitolines. Association de *O. subconca* LEYMERIE et *O. texana texana* ROEMER.

c³ Albien supérieur, mêmes faciès; association de *O. subconca* LEYMERIE et *O. aperta* ERDMAN.

c⁴ Cénomanién inférieur, grès grossiers, parfois quartzitiques, azoïques sauf dans l'unité intermédiaire (Caprines, Bryozoaires, Foraminifères divers).

c⁵ Cénomanién supérieur classique (et Turonien inférieur selon les pollens) marnes et argiles ligniteuses, grès à faune saumâtre, calcaires gréseux à Foraminifères.

c⁶ « Turonien supérieur » azoïque, débutant par un grès blanc grossier à conglomératique.

c⁷ Coniacien et Santonien, grès variés et calcaires construits, avec cg, gravier à quartz à patine jaune, bon repère du Coniacien moyen.

A Eboulis et formations de pente.

a Alluvions récentes.

L'unité intermédiaire, d'importance stratigraphique et paléogéographique considérable, est en grise.

A 500 m au Nord-Est de l'Abbaye de Fontfroide, un lambeau d'Albien indifférencié porte en discordance des grès du Cénomanién inférieur. Ce lambeau est noté « flanc inverse de l'unité intermédiaire » sur la figure 4.

A environ 1,5 km au Nord-Est de l'Abbaye, près du lieu-dit le Milliou, l'Albien mesure environ 60 m d'épaisseur. On peut suivre chaque couche qui le

compose et constater leur épaissement rapide : 200 m au Sud du Col du Milliou, 600 m au Roc des Naux. A ce niveau, quelques intercalations plus marneuses renferment des Orbitolines de l'Albien inférieur. Les couches les plus élevées sont des grès grossiers qui représentent peut-être l'Albien supérieur ou même déjà le Cénomanién inférieur ici concordant (?).

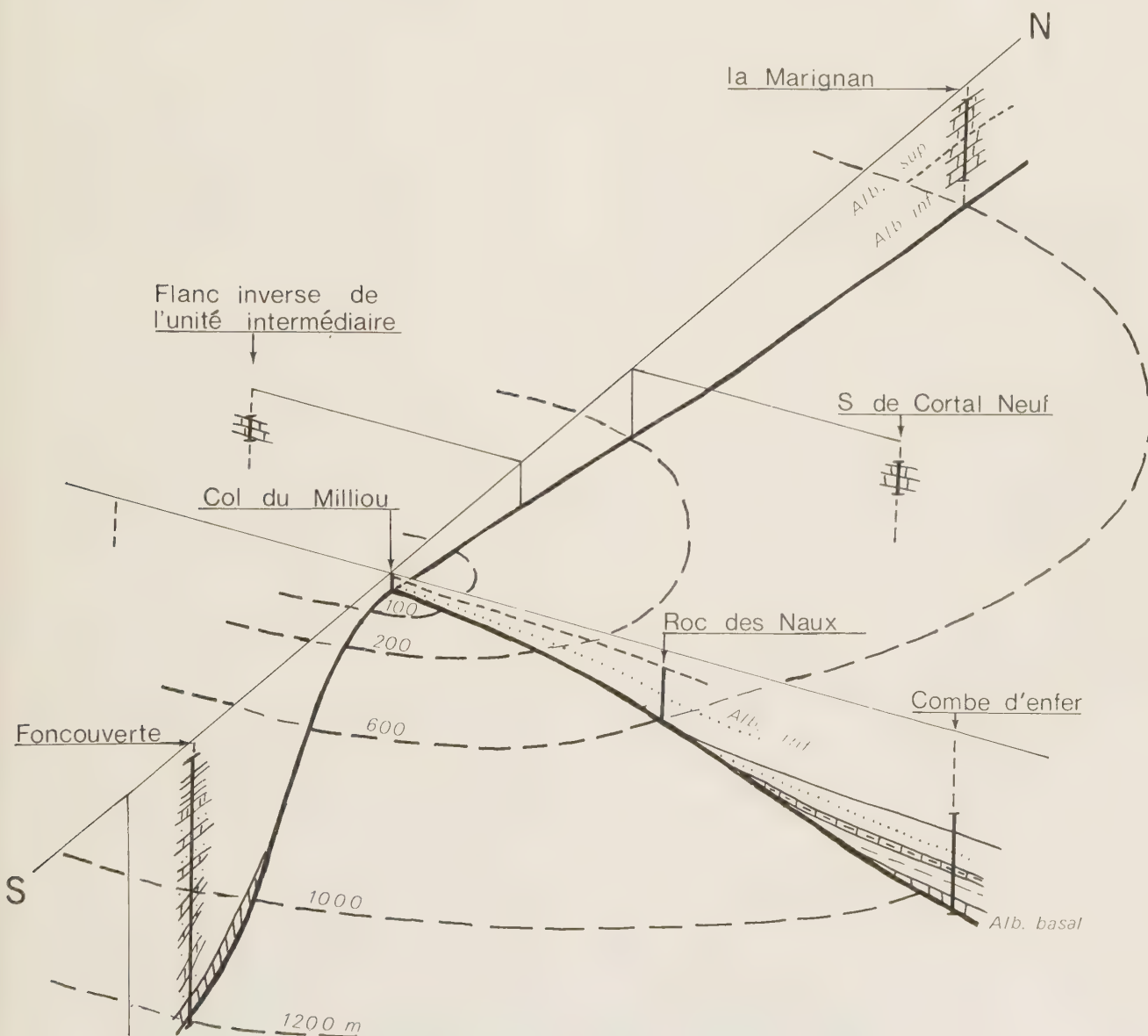


FIG. 4. — Essai de reconstitution des variations d'épaisseur de l'Albien du Massif de Fontfroide.

Au col du Milliou, l'épaisseur est minimale (de l'ordre de 100 m). Vers le Nord, à la Marignan l'Albien (inférieur et supérieur), incomplet tectoniquement à la base et par érosion antécénomaniénienne et anté-coniacienne au sommet mesure environ 400 m. Vers l'Est, au Roc des Naux, puis à la Combe d'Enfer, les épaisseurs croissent très rapidement, avec apparition du calcaire basal à Lithothamnées. Vers le Sud (série dite de Foncouverte, entre la Quille et Freissinet), les épaisseurs croissent également très vite (plus de 1200 m).

Plus vers l'Est encore, au niveau de la Combe d'Enfer, apparaissent des couches plus inférieures avec Orbitolines. On arrive ensuite au banc de calcaire blanc à Archéolithothamniées considéré comme Albien basal. Dans cette région l'épaisseur de l'Albien peut être estimée à environ 1 000 m.

Enfin, au Sud-Est de l'Abbaye de Fontfroide, entre la Quille et Freissinet, le flanc sud très redressé de l'anticlinal permet de relever une coupe d'environ 1 200 m d'épaisseur, dite de Fontcouverte, nom du lieu-dit où L. DONCIEUX a récolté une riche faune de Mollusques.

3. Esquisse paléogéographique de l'Albien

Elle est peu facile à faire, car les séries albiennes sont presque toujours incomplètes, tectoniquement ou par érosion des termes supérieurs. On peut toutefois entrevoir trois ensembles (fig. 4) :

— une fosse septentrionale (La Marignan, Cortal Neuf, unité intermédiaire) à Albien complet (selon les Orbitolines) à la Marignan ;

— un dôme centré sur le Milliou avec une série réduite en épaisseur et ne contenant que de l'Albien inférieur daté par Orbitolines ;

— une vaste zone subsidente méridionale et orientale, qui renferme en plus les niveaux à Algues de l'Albien basal, et qui conflue vers l'Est avec la fosse septentrionale.

4. La surface anté-cénomaniennne

Les couches que l'on peut actuellement attribuer au Cénomanienn se réduisent à peu de choses. Leur caractère commun est de reposer en discordance angulaire faible (environ 5°) sur des termes variés (fig. 5 A) : l'Aptien inférieur calcaire (Pinède de Durban et Sainte-Eugénie), l'Aptien supérieur mar-

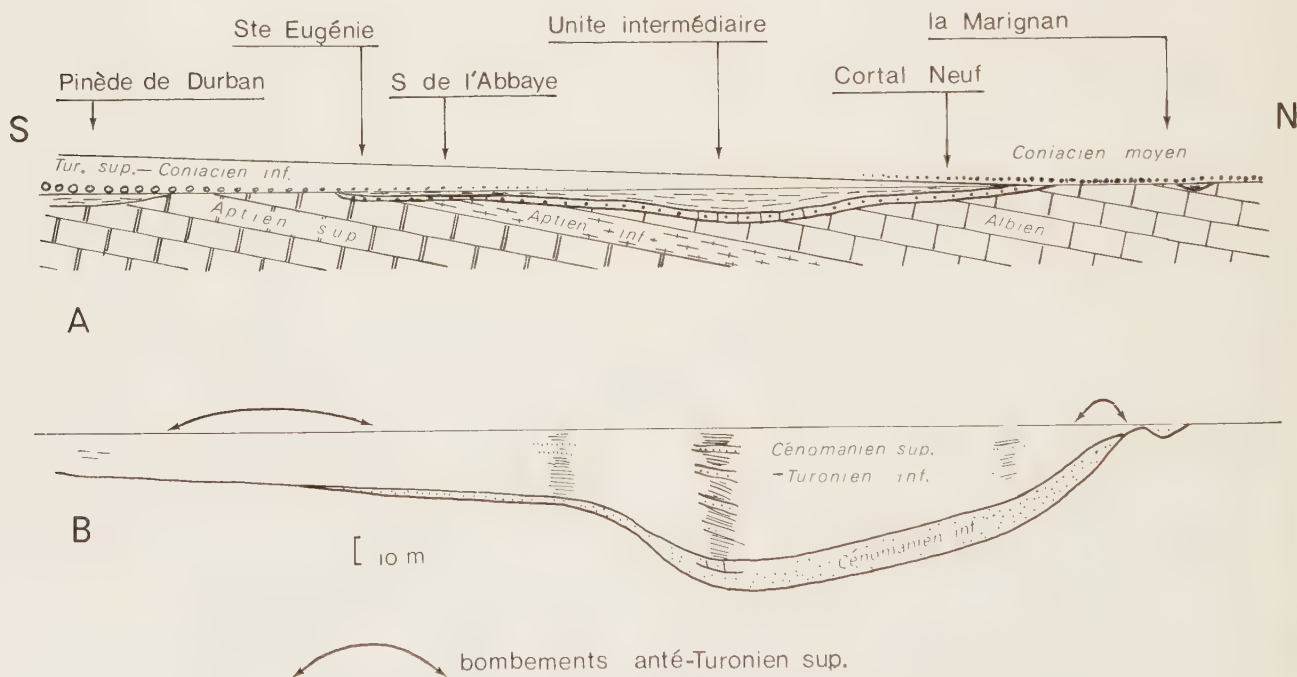


FIG. 5. — A. Relations du Cénomanienn-Turonien inférieur avec le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.

Du Sud vers le Nord, le Cénomanienn-Turonien inférieur repose sur les calcaires de l'Aptien inférieur (Pinède de Durban, Sainte-Eugénie), les marnes glauconieuses de l'Aptien supérieur (Sud de l'Abbaye de Fontfroide), sur de l'Albien indifférencié (écaille intermédiaire et Cortal Neuf), sur de l'Albien supérieur (la Marignan). Divers bombements ultérieurs (anté-Turonien supérieur) ont déterminé l'érosion des dépôts entre la Pinède de Durban et Sainte-Eugénie (conglomérats du Turonien supérieur sur l'Aptien calcaire) et entre Cortal Neuf et la Marignan (Coniacien moyen directement transgressif).

B. Esquisse paléogéographique et paléo-écologique.

Les grès du Cénomanienn inférieur sont fluviaux et azoïques sauf dans l'écaille intermédiaire (Caprines, Bryozoaires, Foraminifères). Au Cénomanienn supérieur-Turonien inférieur, le faciès des vasières à Turritelles est bien développé dans l'écaille intermédiaire, associé aux grès littoraux coquilliers et calcaires à Foraminifères. Vers le Nord (Fontaurier, Cortal Neuf) et le Sud (Sud de l'Abbaye, Sainte-Eugénie), ce faciès s'atténue au profit de dépôts plus « estuariens ».

neux (au Sud de l'Abbaye de Fontfroide), l'Albien indifférencié (écaille intermédiaire et Cortal Neuf), l'Albien supérieur (en poches à la Marignan, renseignement oral de M. DURAND-DELGA).

5. Quelques coupes du Cénomanien

A la Pinède de Durban, L. DONCIEUX a rapporté au Cénomanien supérieur des argiles noires azoïques situées entre les calcaires aptiens et un conglomérat rouge « turono-sénonien ». Ce point de vue a été adopté par tous les autres auteurs ayant étudié la Pinède. Ces argiles montrent l'association kaolinite 90 % - montmorillonite 10 %.

A Sainte-Eugénie, L. DONCIEUX a reconnu au-dessus de l'Aptien calcaire une barre de grès quartzite (Cénomanien « inférieur »), puis des grès à Huîtres et argiles à faune saumâtre.

Au Sud de l'Abbaye de Fontfroide, une très belle coupe inédite montre des grès blancs (3 m) discordant sur les calcaires marneux de l'Aptien supérieur. Je les attribue au Cénomanien inférieur. Le Cénomanien supérieur est représenté par environ 30 mètres d'argiles grises et de grès coquilliers. Les grès renferment de rares feldspaths, leur ciment est ferrugineux. Les argiles sont constituées d'illite et de kaolinite.

Au Nord-Est de l'Abbaye de Fontfroide, il existe du Cénomanien autochtone, surmonté par les grès du Turonien. De minuscules lambeaux de la barre de quartzite du Cénomanien inférieur sont localement conservés, associés à de petites combes dont la constitution n'est visible qu'à Fontlaurier : argiles grises et grès à Huîtres. A Cortal Neuf, L. DONCIEUX a signalé une petite faune cénomaniennne que je n'ai pas retrouvée.

L'unité intermédiaire a la forme d'un synclinal écrasé et pris obliquement entre deux surfaces listriques. A son extrémité sud-ouest (500 m au Nord-Est de l'Abbaye), des grès ferrugineux grossiers sont discordants sur des calcaires blancs, des calcaires gréseux glauconieux et des marnes de l'Albien indifférencié. L'extrémité orientale de cette barre gréseuse passe à un calcaire gréseux coquillier, dans lequel j'ai récolté un gros fragment de Caprine. En lame mince, on voit des Bryozoaires, des Miliolites, des Verneuilinidés, des Lituolitidés et des Orbitolines « coskino-linoïdes » (détermination M. MOULLADE). Entre ce point et le Col du Milliou, se trouve une petite combe creusée dans les argiles et grès du Cénomanien supérieur. L. DONCIEUX y a récolté une riche faune saumâtre. Quelques niveaux ligniteux accompagnent les argiles. J. MEDUS (renseignement oral) y a trouvé des pollens proches de formes turoniennes de Provence.

Ecologiquement (fig. 5 B) on peut opposer les milieux de vasières à Turritelles et nodules ferrugineux, et les dépôts nettement grossiers, à débris de coquil-

les, passant à des calcaires à Foraminifères (en bancs de quelques dm), ce qui indique au contraire un milieu agité et aéré ; le ciment des grès est une calcite mésogranulaire (cristaux de 10-15 μ), donc recristallisé. Les grès semblent dépourvus de feldspaths, les argiles sont l'illite et la kaolinite, avec traces de chlorite (0-5 %).

6. Conclusion

Le massif de Fontfroide doit sa complexité à la superposition d'au moins trois phases tectoniques : anté-cénomanienne, anté-bégudo-rognacienne et pyrénéenne ; de plus, des déformations souples ont eu lieu à peu près à toutes les époques (en particulier Albien et Turonien).

L'Albien, identifié d'après ses Orbitolines, présente de très grandes variations d'épaisseur : 60 m au sommet du dôme de Milliou, 400 m à la Marignan, 1 000 m à la Combe de l'Enfer, 1 200 m à Fontcouverte, tout en conservant des faciès très littoraux de calcaires gréseux-glauconieux, calcaires blancs à silex, marnes à Orbitolines.

La phase tectonique anté-cénomanienne a consisté en un basculement monoclinal vers le Nord, amenant le Cénomanien à reposer sur des termes allant de l'Aptien inférieur (au Sud) à l'Albien supérieur (au Nord).

Les dépôts cénomaniens (et turoniens inférieurs d'après les pollens) sont extraordinairement réduits en épaisseur (pas plus de 60 m) par rapport à ceux du Crétacé inférieur (Aptien : 1 000 m, Albien 1 200 m), et ceux du Crétacé supérieur (Turonien supérieur à Campanien inclus : 2 000 m). Le matériel cénomanien montre une association de minéraux argileux illite-kaolinite, avec un peu de chlorite. Les grès renferment peu de feldspaths (0,5 %), et d'assez nombreux quartz filoniens.

C'est une formation saumâtre et littorale. A sa partie supérieure, on note une alternance de vasières à Turritelles et de sables coquilliers littoraux. C'est une période de transition très nette entre le Crétacé inférieur, essentiellement carbonaté (avec très peu de grès et de marnes), et le Crétacé supérieur presque entièrement détritique (très pauvre en carbonates).

II. LE TURONO-SÉNONIEN DES CORBIÈRES ORIENTALES

1. Généralités

C'est un ensemble très gréseux, avec lentilles de calcaire à Hippurites vers la base et intercalations argileuses au sommet. Il a été découvert par Tournai



Le renversement de la série a été reconnu par d'ARCHIAC dès 1859. A. PERON [1885] et L. DONDIEUX [1903] ont décrit la série en détail, et numéroté certains niveaux. G. ASTRE [1954] s'est contenté de séparer le Coniacien du Santonien. Je donne à droite la composition de la fraction argileuse des 16 échantillons analysés, montrant l'association illite prédominante - kaolinite.

[1830]; diverses observations ultérieures ont permis d'identifier certains étages, mais pas de les suivre cartographiquement. Le Coniacien n'a été isolé par G. ASTRE qu'en 1954, et le Fuvélien (Campanien supérieur) par moi-même en 1961.

J'ai repris les problèmes de stratigraphie et de cartographie de l'ensemble, et j'ai pu montrer que certaines couches à Hippurites étaient en position de lambeaux de poussée sous la nappe des Corbières [P. FREYTET, 1966 b; 1967 b]. Les variations d'épaisseur sont considérables : au niveau de Fontfroide-Saint-André de Roquelongue, le Turono-Sénonien mesure au moins 2 000 m; à l'extrémité ouest des collines de Boutenac, il ne fait plus que 200 m; dans l'Alaric, à une quinzaine de km de là, il manque.

L'analyse de 2 000 m de grès rouges en apparence monotones n'est pas chose aisée. Lorsque des lentilles récifales sont présentes, cela apporte un peu de variété, mais les zones latérales aux récifs, lagunaires ou fluviales, souvent pauvres en fossiles, sont difficiles à délimiter. De plus, les grès sont friables, décalcifiés en surface, et couverts d'une épaisse végétation silicicole. Sur le plan paléontologique, les faunes littorales de Gastéropodes et de Lamellibranches sont liées aux faciès ainsi que les Foraminifères néritiques. Les Polypiers sont rares, les Ammonites absentes. Les Rudistes ont parfois une bonne valeur stratigraphique, mais ils sont très localisés. Enfin, les Unios ont été replacés par rapport à la série provençale.

J'ai donc été conduit à développer ici l'analyse des décharges détritiques successives, leurs variations d'épaisseur et de faciès. Ensuite, j'ai pu passer aux reconstitutions paléogéographiques, puis paléocéologiques (fig. 11, 12 et 13).

2. Le Turono-Sénonien de la Pinède de Durban

Les « grès sénoniens » figurés par L. DONCIEUX sur la feuille de Perpignan au 1/80 000 ressemblent beaucoup à ceux de Fontfroide. Ils sont azoïques, micacés, et débutent par un conglomérat d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Les galets sont en quartz (90 %) et en roches paléozoïques (lydiennes, quartzites, schistes). La moyenne de 14 centiles donne 132 mm. Les grès micacés qui viennent ensuite montrent les mêmes constituants, avec en plus de la muscovite et de la chlorite. Les feldspaths sont rares, la matrice peu développée et quartzomiacée.

3. Le Turonien-Coniacien-Santonien de Fontfroide

C'est un ensemble important qui, en dépit de nombreuses observations de détail, est resté mal connu pendant près de 150 ans.

a) Bref historique

Les Hippurites de Fontfroide ont été découvertes par TOURNAL [1830]. D'ARCHIAC [1859] a décrit la coupe, classique depuis, du Ruisseau de Fontfroide. A. PERON [1885] donne d'importantes listes paléontologiques et conclut à l'identité d'âge avec la série de Rennes-les-Bains. L. DONCIEUX effectue de nombreuses coupes et fait une première cartographie pour la première édition de Narbonne 1/80 000. Les Rudistes ont été révisés par G. ASTRE [1954] qui a distingué le Coniacien du Santonien. Enfin, ces dernières années, de nombreux D.E.S. et thèses de 3^e cycle ont été consacrés à ce massif. J'ai pu en consulter quelques-uns : J.-L. BLES [1965], J.-P. DIGNAC [1965], S. DESCOTES [1965], J. HUGUET [1967], N. LEGRAND [1967].

b) Paléontologie

Je ne reviendrai pas ici sur les listes paléontologiques, très longues, des anciens auteurs, ni sur mes récoltes personnelles de Rudistes (déterminés par J. SORNAY), et de Gastéropodes et Lamellibranches (3). J'indiquerai seulement que dans les travaux récents (thèses et D.E.S.), les auteurs mettent l'accent sur les contradictions entre les datations reposant sur les Rudistes et sur Foraminifères. Mes récoltes micropaléontologiques ont été déterminées par M. MOULLADE et B. PORTHAULT. Toutes les formes rencontrées sont « sénoniennes ». La plus caractéristique est *Nummofallotia cretacea* Schlumberger.

c) Etude de quelques coupes

1. La série de Combe Longue, à l'extrême Sud-Ouest du massif, près de Taura, montre un Turono-Sénonien inférieur transgressif sur les calcaires aptiens. Elle débute par un conglomérat à petits galets de quartz et cuirasses ferrugineuses de nappe [figurées dans P. FREYTET, 1970 c], suivi par 200 m de grès ferrugineux monotones et azoïques. Il vient ensuite les cyclothèmes conglomératiques de la base de la décharge campanienne.

2. La série du Bois du Vicomte-Sainte-Eugénie, à l'Est de la précédente, est beaucoup plus intéressante. Elle mesure environ 350 m, et se compose schématiquement de (fig. 7) :

— un ensemble conglomératique inférieur, reposant sur l'Aptien calcaire (plan du Couloubret) ou sur le Cénomaniens supérieur (Sainte-Eugénie) ;

— des grès ferrugineux, puis des grès calcaires à faune marine (*Ostrea plicifera* Duj., *Nummofallotia cretacea* SCHLUMB.).

— une série à Rudistes (6 niveaux métriques séparés par des grès divers) ;

(3) Listes complètes dans le Mémoire de thèse.

— une série marine supérieure, formée de grès ferrugineux et de calcaires gréseux décalcifiés en surface et riches en moules internes de coquilles. Vers le sommet apparaissent des grès blancs, à faune marine (faciès de Saint-Julien).

Nous sommes dans un domaine où les récifs passent latéralement à des dépôts littoraux et lagunaires. La décharge détritique inférieure (« turonienne ») est d'origine méridionale (on peut suivre la décroissance de taille des galets du Sud vers le Nord. Au-dessus, il est difficile de préciser les directions d'apport. Dans les grès, les feldspaths sont rares. Quelques analyses d'argiles ont donné l'association illite-kaolinite.

3. La série très classique du Ruisseau de Fontfroide-Bois du Loumet mesure environ 550 m. Elle se compose de (fig. 6) :

— niveaux détritiques inférieurs (grès grossiers blancs, grès ferrugineux à *O. plicifera* DUJ.). (Turonien azoïque et Coniacien inf.) (100 m) ;

— niveau de graviers de quartz à patine jaune et grès variés (Coniacien moyen) (25 m) ;

— récif coniacien (deux barres de calcaire construit) (10 m) ;

— grès calcaires et grès micacés, marins (60 m) ;

— récif du Santonien inférieur (alternance régulière de calcaires construits et de grès psammitiques et calcaires) (50 m) ;

— grès à ripple-marks et empreintes d'Ophiures (20 m) ;

— formations rythmiques avec une passée récifale à Rudistes (alternance de calcaires gréseux sombres décalcifiés en surface et de grès micacés gris) (125 m) ;

— formation de Saint-Julien (alternance de grès blancs et de grès ferrugineux, parfois à riche faune (Bois du Loumet), avec deux intercalations de calcaire à Rudistes (125 m).

Cette belle coupe se relie difficilement sur le terrain avec celle du Bois du Vicomte, en raison des formations superficielles. 16 analyses de minéraux argileux, régulièrement répartis (fig. 6) ont montré l'association illite (15-40 %) - kaolinite (60 - 85 %).

4. A l'extrémité nord de la demi-fenêtre d'Aussières, à la Marignan, on peut relever la coupe suivante (fig. 7) :

— Albien supérieur portant des poches de Céno-manien ;

— conglomérats à éléments uniquement albiens (1-2 m) : remaniement sur place d'éboulis sur une surface irrégulière, éventuellement éboulements de falaises vives. Une petite barre de conglomérat également monogénique interstratifiée à 50 m de la base correspond probablement aussi à un éboulement de falaise vive ;

— grès grossiers à graviers de quartz à patine jaune, grès ferrugineux, grès à Bryozoaires. Le premier faciès constitue un bon repère que l'on retrouve interstratifié dans la série de Fontfroide à 100 m de sa base. Age probable : Coniacien moyen ;

— série rythmique du type « Fontfroide » : calcaires gréseux sombres décalcifiés en surface et grès psammitiques ; fossiles rares, 400 m environ ;

— passage progressif à une série rythmique à petits bancs décimétriques de grès marno-calcaires et grès marno-micacés (type « le Castellans »). Ces couches sont visibles sur 150 m environ.

5. Les lambeaux trainés sous la nappe des Corbières, en position renversée, ont une composition variable. La klippe de Saint-Julien (non reconnue comme telle en 1967 b) est formée de Santonien récifal, Albien et Bégudo-rognacien conglomératique. La klippe de Saint-Martin-Pech des Combarelles-Pech de l'Auzine contient de l'Aptien inférieur marneux, de l'Albien indifférencié, du Céno-manien inférieur et supérieur, du Turonien gréseux grossier, et du « Sénonien inférieur » localement récifal (pas de distinction possible entre Coniacien et Santonien). La klippe de Loumet est uniquement faite de « Sénonien » récifal.

d) Conclusion sur le Turono-Sénonien inférieur de Fontfroide.

Les figures 5 A et 7 résument les relations entre les diverses coupes. La décharge turonienne décroît d'importance du Sud vers le Nord. La décharge du Coniacien moyen décroît du Nord (La Marignan) vers le Sud (Fontfroide). Les séries récifales de Fontfroide disparaissent latéralement vers le Sud dans des domaines littoraux et lagunaires, et vers le Nord dans des séries rythmiques « profondes ». Le faciès des grès blancs de Saint-Julien apparaît au sommet des coupes du Bois du Vicomte et de Fontfroide, tout en restant marin.

4. Le Turono-Sénonien des collines de Boutenac

a) Généralités et historique.

Le Crétacé supérieur de Boutenac affleure dans deux synclinaux plus ou moins déformés, orientés N-S : synclinal de Laval-Villerouge-la-Crémade à l'Ouest et synclinal de Boutenac à l'Est (fig. 8). Il est transgressif sur le Lias calcaire. Il est daté à sa base Augoumien supérieur, et se compose de deux décharges détritiques. J'assimile l'inférieure, marine en grande partie, à l'ensemble Turono-Santonien de Fontfroide, et la supérieure, fluviatile et encore azoïque, au Campanien du Bois du Vicomte - Saint-André-de-Roquelongue.

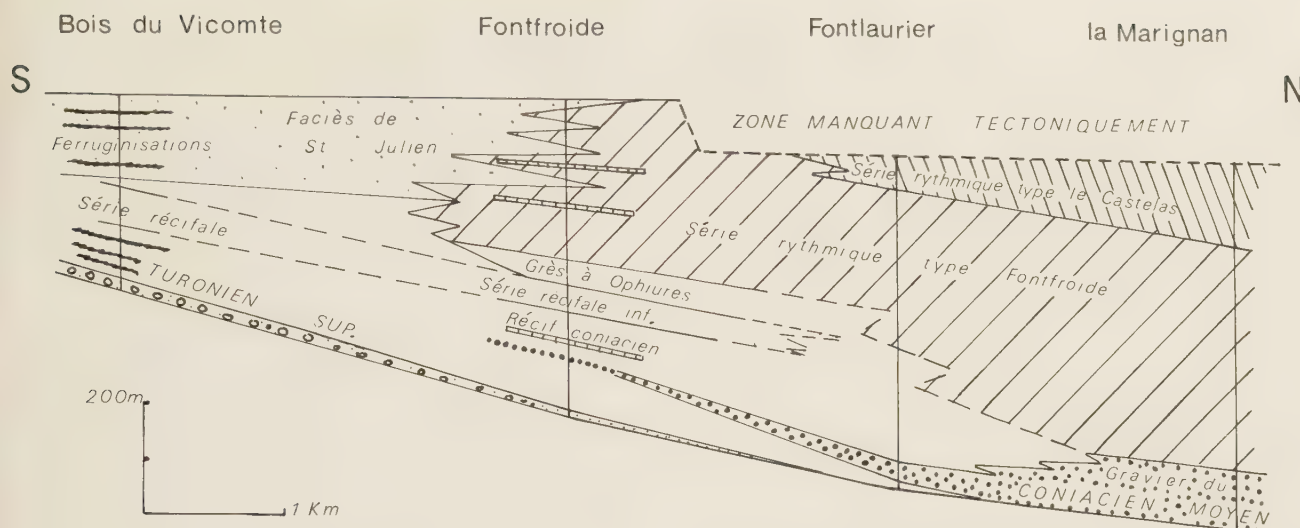


FIG. 7. — Coupe interprétative Nord-Sud du Turonien supérieur-Santonien du massif de Fontfroide.

Les grès grossiers blancs et conglomératiques du Turonien supérieur sont bien développés au Sud (Bois du Vicomte) et se réduisent de plus en plus vers le Nord. A l'opposé, le gravier du Coniacien moyen, directement transgressif sur l'Alb en supérieur à poches de Cénomaniens à la Marignan, vient de perdre dans les grès à *Ostrea plicifera* de Fontfroide et disparaît au Sud. Le récif coniacien est strictement limité aux environs de Fontfroide, alors que la série récifale du Santonien inférieur peut être suivie jusque dans le Bois du Vicomte, avec une réduction du nombre des couches construites toutefois. Les deux épisodes récifaux du Santonien « moyen et supérieur » de Fontfroide se perdent très vite vers le Sud dans les grès à faciès rythmique et les grès blancs à faciès Saint-Julien. La série rythmique du type « le Castelas » est difficile à relier aux autres, et l'épaisseur de la zone manquante tectoniquement (par avancée de la Nappe des Corbières) est très hypothétique sur le dessin. Une épaisseur double ou quadruple n'est pas à exclure.

C'est d'ARCHIAC [1859] qui est venu le premier à Boutenac, mais les premières Hippurites n'ont été récoltées qu'en 1893 par J. ROUSSEL. La cartographie des collines a été faite par L. DONCIEUX (feuille de Narbonne) et R. BRESSON (région de Villeneuve-la-Crémade, sur la feuille de Carcassonne). Pour les secondes éditions, L. BARRABE (Narbonne) n'a revu que la tectonique, et A.-F. de LAPPARENT (Carcassonne) a attribué au Maestrichtien des grès à coquilles marines en fait santoniens. G. ASTRE [1959] a revu les Rudistes, et A. COMBES [1959, 1962] a donné de longues listes paléontologiques pour le Turono-Santonien.

J'ai effectué de nombreuses récoltes paléontologiques à Boutenac. Je citerai que les Foraminifères les plus importants (détermination M. MOULLADE et B. PORTHAULT) : *Abrardia* sp., *Hedbergarella* sp., *Numofallotia cretacea* SCHLUMB.

b) Etude de quelques coupes (fig. 8 A).

A Fontrouge, un paléokarst sur Lias calcaire est encroûté localement par des grès ferrugineux dont l'aspect rappelle certaines cuirasses alvéolaires. Il s'agit là d'un concrétionnement dans une formation résiduelle.

A l'extrémité ouest du synclinal de Laval-Villeneuve-la-Crémade, au Nord des Palais, le Crétacé supérieur débute par des grès grossiers, localement à quartz bipyramidés (d'origine locale) Lias et Keuper, lydiennes, etc., suivis par une alternance de grès ferrugineux et d'argiles grises à végétaux flottés. L'épaisseur totale est de 67 m. Il vient ensuite un autre ensemble de grès blancs grossiers et d'argiles roses à grenaille ferrugineuse que j'attribue au Campanien. La décharge inférieure (turono-santonienne) est pratiquement dépourvue de carbonates; 9 analyses de minéraux argileux ont montré l'association illite-kaolinite avec parfois traces de chlorite. Dans la fraction sableuse, les feldspaths sont rares, et les quartz éolisés en proportion très variable.

Dans la partie moyenne du synclinal de Laval, au niveau du ravin de Malrec, on observe une alternance irrégulière de grès ferrugineux à moules internes de Lamellibranches et Gastéropodes littoraux, de grès blancs et d'argiles grises à petits *Cardium* (faciès estuarien probable).

Près de la ferme de Laval, le synclinal est très pincé. Au contact du Lias, se trouvent des grès calcaires à Huitres. L'épaisseur de la décharge inférieure peut être estimée à 150 m environ ici.

Sur le flanc ouest du synclinal de Boutenac, le long de la route de Boutenac à Laval, la décharge inférieure mesure environ 350 m. On y trouve des grès variés, parfois à Rudistes (dès la base, datée de l'Augoumien supérieur), des grès ferrugineux à moules internes de Lamellibranches et Gastéropodes, des grès ferrugineux ou blancs azoïques, des intercalations argileuses rouges. Le Campanien débute par un grès nettement plus grossier que dans le synclinal de Laval. Les minéraux argileux déterminés sur 17 échantillons sont encore l'illite et la kaolinite.

Le flanc est du synclinal de Boutenac (zone du Pech Ténarel) est particulièrement complexe. Il passe à un anticlinal avec de nombreuses fractures axiales. Sans entrer dans les détails, il apparaît que la série reconstituée ressemble beaucoup à celle de Fontfroide, avec des niveaux récifaux et des séquences rythmiques analogues. Notons seulement qu'une barre de grès, en position tectonique, renferme de gros quartz bipyramidés, comme les niveaux situés à la base des Palais et du flanc ouest du synclinal de Boutenac. Cette couche est donc très basse dans la série.

c) *Conclusion stratigraphique et paléogéographique* (fig. 8 B).

Le crétacé supérieur de Boutenac présente d'énormes variations d'épaisseur. Il est daté en quelques points : Augoumien supérieur sur le flanc ouest du synclinal de Boutenac, Coniaço-Santonien au Pech Ténarel. La décharge supérieure azoïque est assimilée au Campanien du Bois du Vicomte - Saint-André-de-Roquelongue d'après son faciès.

Paléogéographiquement, la série débute au Turo-nien tout à fait supérieur par un remaniement en milieu marin de matériaux locaux (quartz bipyramidés du Keuper et du Lias calcaire). Les dépôts à tendance estuarienne et littorale (synclinal de Laval, flanc ouest du synclinal de Boutenac) passent vers l'Est à une série rythmique avec intercalations récifales (Pech Ténarel).

5. Les collines campaniennes (Ripaud-Thézan-Saint-André-de-R.-Bizanet)

A la périphérie du Massif de Fontfroide, dans le synclinal de Gasparets-Bizanet, dans la région de Ripaud-Thézan-Saint-André (ainsi que dans le cœur

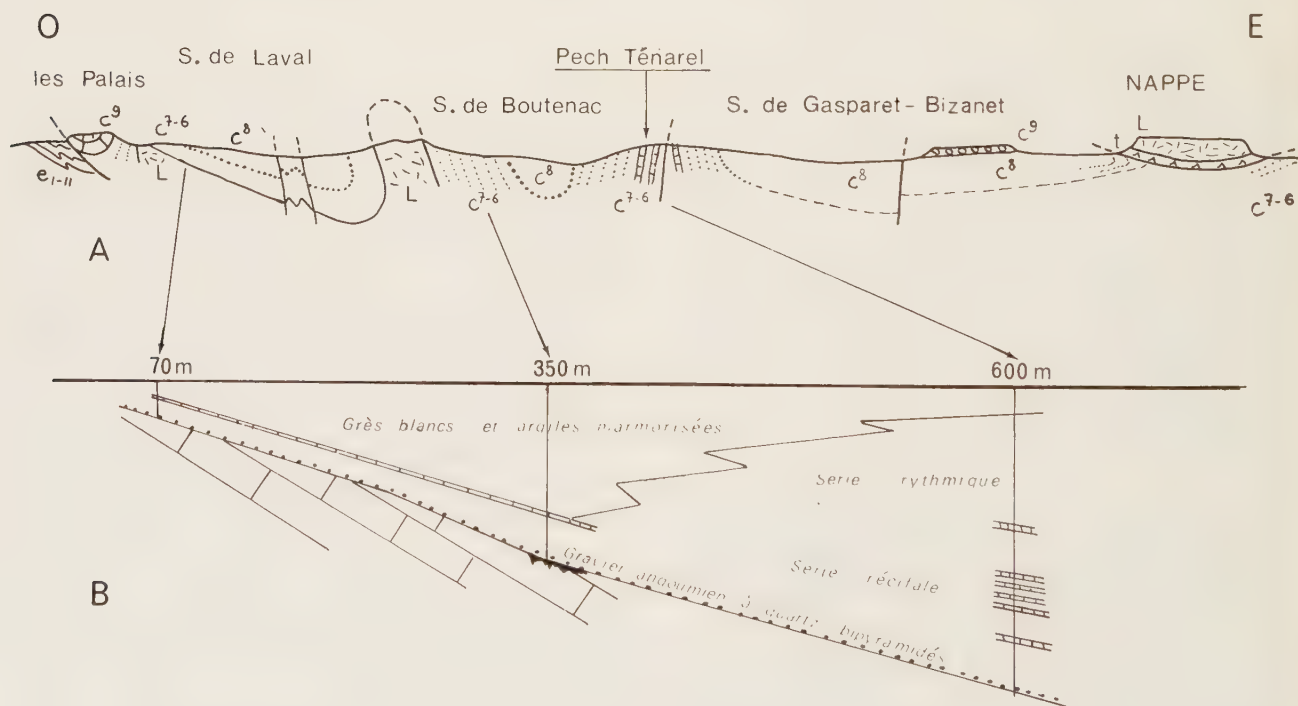


FIG. 8. — A. Coupe schématique E-O des collines de Boutenac et du synclinal de Gasparets-Bizanet.

B. Essai de reconstitution des séries stratigraphiques et corrélations entre les Palais, le flanc ouest du synclinal de Boutenac et le Pech Ténarel.

des synclinaux de Laval et de Boutenac, déjà vus),affleure une importante série détritique, strictement fluviatile, avec de très beaux paléosols associés. Elle débute par quelques cyclothèmes à termes grossiers hypertrophiés, bientôt suivis de cyclothèmes normaux. Les 3 à 400 premiers mètres sont azoïques, les faunes d'Unios et Corbicules (Fuvélien) apparaissent ensuite.

Quelques analyses ont été effectuées. A la base de la décharge, les argiles sont illite et kaolinite. Dans la partie moyenne (synclinal de Montsérret) et supérieure (anticlinal de Ripaud-Thézan et série de Mont-Long près de Bizanet), il apparaît l'association illite-kaolinite-montmorillonite en quantités égales. L'apparition de la montmorillonite coïncide avec le développement des Algues Cyanophycées et des Mollusques (Unios, Corbicules) des nodules carbonatés pédologiques dans la plaine d'épandage fluviatile et des grès à ciment un peu calcaire dans les chenaux. Je reviendrai sur ce point dans la conclusion finale.

6. Regroupement des résultats et paléogéographie

a) Age des décharges détritiques.

Les datations des diverses décharges sont résumées figure 9. Un certain nombre d'incertitudes subsiste :

— la décharge la plus inférieure du Bois du Vi-comte est azoïque ; les premières couches datées sont du Coniacien. A Boutenac, la base de la décharge inférieure est du Turonien terminal (Angoumien supérieur) ;

— le gravier de base de la Marignan est daté par des Rudistes de l'Angoumien ou du Coniacien inférieur. A Fontfroide, il est situé entre les grès à *O. plicifera* Duj. (non connue avant le Coniacien) et le récif coniacien. Ce gravier interstratifié au milieu du Coniacien est donc « Coniacien moyen » ;

— au Pech Ténarel, A. COMBES [1959;1962] a récolté dans le même banc des Rudistes du Santonien inférieur-Coniacien supérieur et des Polypiers du Santonien supérieur ;

— la décharge fluviatile supérieure est datée du Fuvélien dans sa moitié supérieure. Sa moitié inférieure peut donc être également fuvélienne, ou valdonienne, ou encore santonienne terminale, puisqu'azoïque ;

— il règne également une certaine incertitude pour les couches situées entre les derniers fuvéliens et les premières faunes de Rognac (III^e partie).

b) Le matériel sédimentaire.

Au Turono-Santonien, le matériel déposé est presque uniquement détritique, les carbonates sont très réduits, et en grande partie sous forme biologique

(coquilles et gravelles). Les galets et graviers sont en quartz, quartzites, lydiennes, schistes paléozoïques ; les sables renferment exceptionnellement des fragments de roches mésozoïques (quartz bipyramidés) d'origine très locale. Les feldspaths sont rares dans les grès. La fraction argileuse est constituée d'illite et de kaolinite, avec des traces de chlorite.

Avec le Campanien supérieur apparaît la montmorillonite probablement entièrement néoformée dans les plaines alluviales, associée à de rares nodules pédologiques calcaires, tandis que les chenaux renferment des coquilles et des Algues.

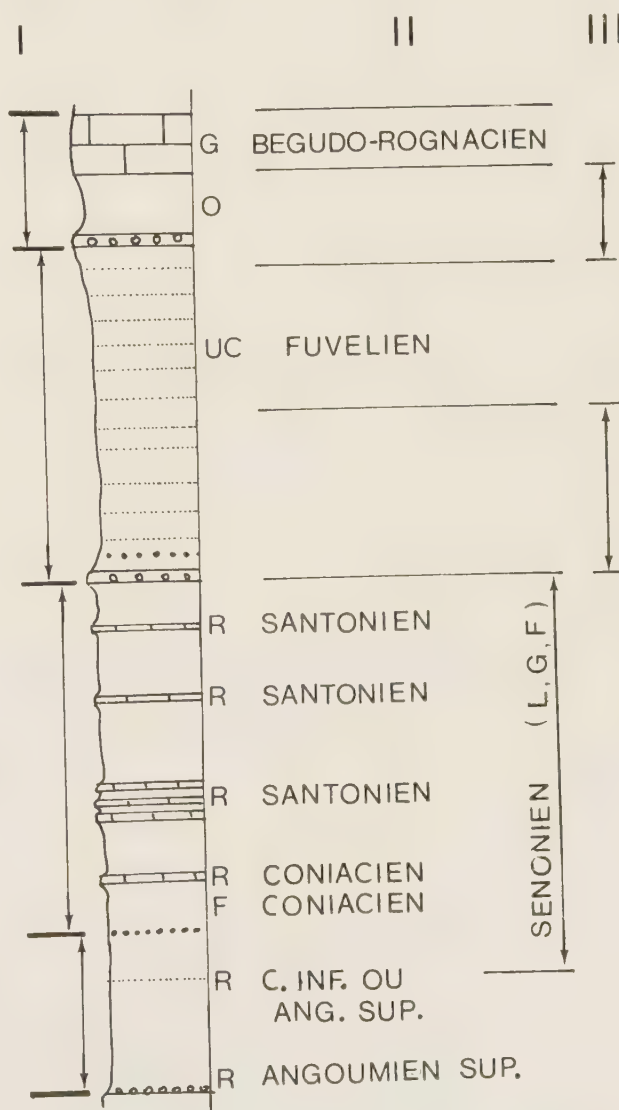


FIG. 9. — Datation des diverses décharges détritiques du Crétacé supérieur des Corbières orientales.

I. Décharges successives ; II. Datations ponctuelles ou collectives (G, Gastéropodes, U-C, Unios et Corbicules, R, Rudistes, F, Foraminifères, L, Lamellibranches, O, œufs de Dinosautes) ; III. Zones d'incertitude, non datées.

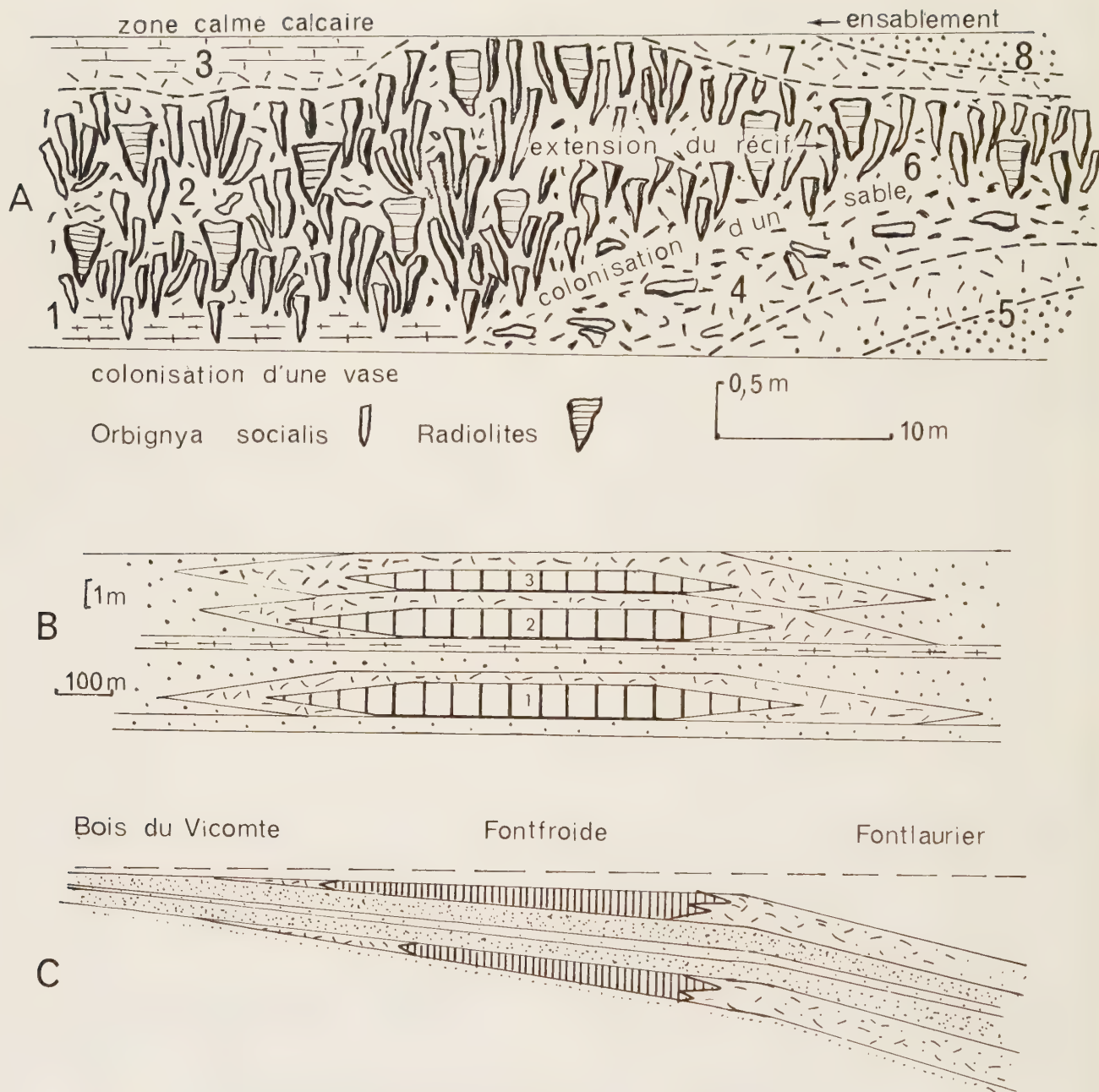


FIG. 10. — Le milieu récifal à Fontfroide.

A. Structure schématique d'un récif : (1) individus solitaires d'*O. socialis* colonisant une vase, suivis de bouquets et d'espèces solitaires (Radiolites, Hippurites), avec parfois des Polypiers ; (2) masse récifale principale, formée d'individus et de bouquets en place, d'individus et de bouquets basculés ; le ciment qui les unit est formé de débris de taille variable, de gravelles généralement très corrodés (Algues filamenteuses, Eponges), noyés dans une pâte calcaire microcristalline sombre ; (3) à l'abri des influences extérieures, zone calme où se dépose un calcaire fin, sombre, à Foraminifères particuliers (*Abrardita*) ou ordinaires (*Miliolites*, *Nummofallotia*, *Cuneolines*, etc.) ; (4) partie marginale du récif, constituée uniquement de coquilles entières basculées, et de nombreux débris ; (5) partie plus externe encore, à débris plus fins et de moins en moins nombreux, passant progressivement à une zone à grains de quartz seuls ; (6) zone de colonisation d'un sable organogène formé de débris de Rudistes ; (7) ensablement du récif sous ses propres produits de démolition ; (8) ensablement par une arrivée de sables quartzeux.

B. A une autre échelle, superposition de 3 lentilles construites. Le calcaire construit repose sur un sable quartzeux ou une vase (lentille n° 2) ou sur les produits de démolition de la lentille précédente (lentille n° 3).

C. A une plus grande échelle encore, passage latéral des lentilles construites (Fontfroide à des dépôts lagunaires et littoraux (Bois du Vicomte) et à des dépôts « profonds » (Fontlaurier).

c) Mode de dépôt du matériel.

Les dépôts fluviaux stricts se rencontrent au Campanien. Aux autres époques, ils sont rares, ou associés à des formations estuariennes saumâtres.

Les dépôts littoraux sont bien développés au Turono-Sénonien inférieur parfois associés à des dépôts lagunaires (Bois du Vicomte).

La sédimentation récifale prend une importance particulière à Fontfroide et au Pech Ténarel. Elle est toujours cyclique, et les formations construites ont des épaisseurs faibles, généralement inférieures à 1 m, contrairement aux énormes récifs de Provence. Schématiquement (fig. 10 A), une vase non balayée par des courants littoraux est colonisée par quelques individus pionniers à partir desquels vont se former des bouquets d'*Orbignya socialis* associés à des espèces solitaires plus grandes (Radiolites, Hippurites), et plus rarement des Polypiers. A l'intérieur du récif, les individus et bouquets d'*O. socialis* restent en place ou basculent, s'effondrant souvent par suite de l'intense corrosion qu'ils subissent de la part des Algues cariantes et des éponges perforantes. La matrice qui les unit est un calcaire très sombre, microcristallin, à rares Foraminifères, et qui peut arriver à former de véritables lentilles à l'intérieur du récif, en milieu calme. Par contre, à la périphérie du récif, les individus et bouquets basculés sont cimentés par des sables calcaires et quartz (calcaires grés-graveleux). Selon les conditions locales, le récif pourra s'accroître en colonisant ses propres produits de démolition, ou au contraire se réduira par ensablement (quartz et débris de coquilles).

A une autre échelle (fig. 10 B), on peut dessiner des lentilles de calcaire construit reposant sur un substratum quelconque, vaseux (marneux) ou sableux (calcaire grés-graveleux). La lentille construite est entourée latéralement et vers le haut par des calcaires gréseux à nombreux débris de coquilles de Rudistes. D'une lentille à l'autre, dans le sens vertical, on pourra rencontrer une intercalation gréseuse ou marneuse. Enfin, à l'échelle du massif lui-même (fig. 10 C), le domaine construit passe vers le Sud (Bois du Vicomte) à des dépôts littoraux et lagunaires, et vers le Nord (Fontlaurier) à des calcaires gréseux-graveleux à débris de Rudistes. On aura une idée de la fragilité de l'édifice récifal en sachant que le « récif santonien inférieur » se compose de 15 lentilles construites superposées par 2 ou 3, ou séparées les unes des autres par plusieurs mètres de grès calcaires ou micacés.

Enfin, les dépôts rythmiques « profonds », constitués par une alternance de grès calcaires sombres coquilliers (bancs de 1-2 m) et de grès micacés à pyrite (bancs de 2-5 m) posent les mêmes problèmes que toutes les séries marines rythmiques [A. LOM-

BARD, 1960]. Le terme de « profond » indique seulement une action faible des effets de surface, donc une bathymétrie probablement inférieure à quelques dizaines de mètres.

d) Paléogéographie.

Bien que les datations des divers termes des décharges détritiques soient imprécises à un demi-étage près, il est possible d'esquisser la répartition des divers faciès à divers moments :

— au Turonien supérieur-Coniacien inférieur (fig. 11 A) un puissant cours d'eau était localisé sur le Bois du Vicomte, et un autre sur la Pinède de Durban. Des grès grossiers et blancs s'étendent en direction de Fontfroide, tandis que vers Taura, on passe à un domaine de ferruginisation (paléosols). A Boutenac, la mer remanie des produits résiduels locaux. Au-dessus, il se dépose en milieu marin des grès variés d'origine mal définie (méridionale et occidentale) ;

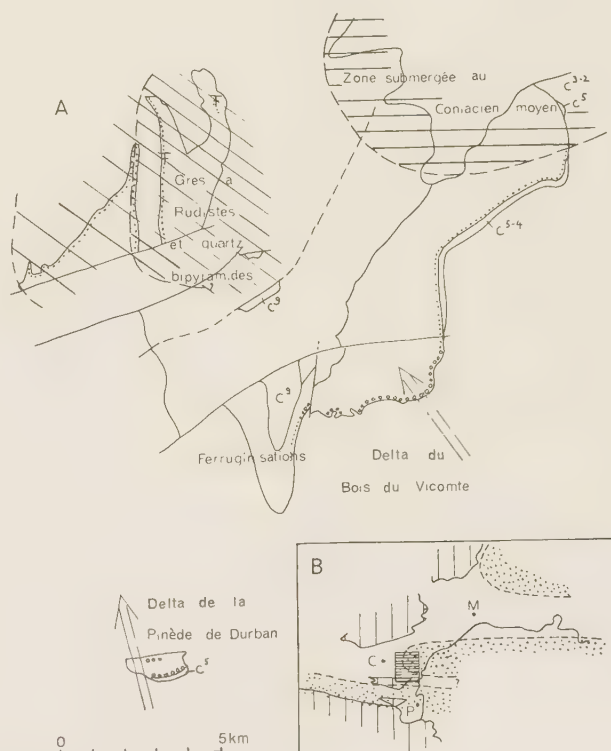


FIG. 11. — A. Décharge du Turonien supérieur-Coniacien inférieur.

Deux cours d'eaux sont centrés l'un sur la Pinède de Durban, l'autre la partie sud-est du Bois du Vicomte. La mer arrive à l'emplacement du synclinal de Boutenac et renferme quelques Rudistes isolés. Les influences marines dans le synclinal de Laval sont réduites. A Fontfroide et au Bois du Vicomte, les premiers dépôts marins sont du Coniacien inférieur. A l'Ouest de Taura (Combe Longue), on ne trouve que des faciès ferruginisés, fluviaux et lagunaires.

B. Localisation dans le sillon languedocien.

— au Santonien inférieur (fig. 12 A), la zone récifale du Ruisseau de Fontfroide - Pech Ténarel, est nettement délimitée : elle passe latéralement à des dépôts littoraux et lagunaires au Sud (Bois du Vicomte), fluvio-marins à l'Ouest (Boutenac), rythmiques profonds au Nord-Est (La Marignan).

— au Campanien, un puissant cours d'eau (fig. 13) était localisé sur le Bois du Vicomte. Par la suite, les matériaux deviennent plus fins, les cyclothèmes voient leurs termes grossiers se réduire, tandis que les faunes de Mollusques d'eau douce et les Algues apparaissent.

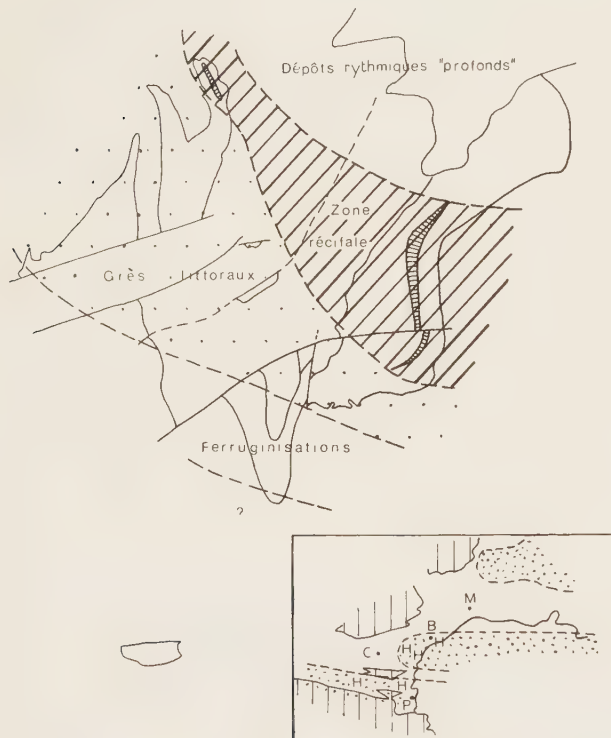


FIG. 12. — A. Santonien inférieur récifal.

C'est probablement à cette époque que se sont déposés les psammites de la Pinède de Durban. Dans le fond du Golfe de Fontfroide, on retrouve en belle disposition concentrique : une zone de ferruginisation (Combe Longue) ; des grès littoraux et lagunaires (Bois du Vicomte) passant à un domaine à influence estuarienne nettes (Boutenac), tandis que la zone récifale formait une sorte de barrière à quelques km du rivage (Fontfroide, Pech Ténarel) ; plus loin en mer se situait la zone des dépôts rythmiques « profonds » (probablement pas plus de quelques dizaines de m).

B. Localisation dans le sillon languedocien.

III. LE SÉNONIEN DE SAINT-CHINIAN ET DES RÉGIONS VOISINES

J'examinerai ici le « Sénonien » des écaïlles du Chaînon de Saint-Chinian, du fossé de Bédarieux et de l'îlot de Sallèle d'Aude.

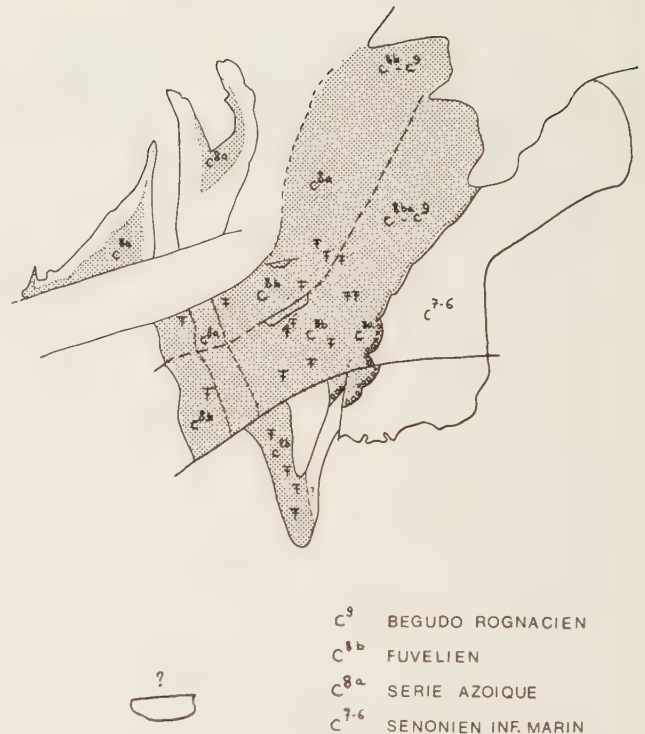


FIG. 13. — Campanien.

Au Bois du Vicomte, les cyclothèmes les plus inférieurs ont leur terme le plus grossier hypertrophié (« conglomérat inférieur »). Vers Fontfroide et vers Boutenac, la taille des éléments diminue, et on ne trouve plus que des grès à graviers, puis des grès grossiers. Tout le Campanien inférieur (C^{8a}) est azoïque. Les fossiles (Algues, Unios, Corbicules) n'apparaissent qu'avec le Campanien supérieur (C^{8b}). Entre Saint-André et Bizanet, le Campanien existe dans quelques collines, sous le Bégudo-rognacien (notation $C^{8b} - C^9$).

1. Généralités sur le Chaînon de Saint-Chinian

Les grès à Reptiles de Saint-Chinian et de Quarante ont été attribués au Rognacien inférieur par Ch. DEPERET [1898]. Malgré la découverte d'Unios typiquement non rognaciens, A.-F. DE LAPPARENT [1938, 1947, 1954] a conservé cette attribution. Une petite faune saumâtre m'avait donné un âge Turonien ou Sénonien inférieur [P. FREYTET, 1965], mais les pollens qui lui sont associés sont du Valdonien [J. MEDUS, rens. oral.].

L'enchevêtrement des décharges détritiques est assez difficile à débrouiller, en raison de la monotonie apparente des faciès. Tout est fluvatile, parfois avec Algues (Cyanophycées Rivulariacées), sauf dans les unités tectoniquement les plus hautes, où se situe l'épisode saumâtre valdonien.

2. Etude de quelques coupes (fig. 14)

Un « Sénonien » réduit existe à Assignan, au Bois du Bousquet, à Réals. A Assignan, au-dessus de

schistes ordoviciens rubéfiés et violacés (illite 70 %, kaolinite 30 %), viennent quelques mètres de grès rouges conglomératiques, et de marnes rouges et marmorisées. Les galets proviennent de matériaux paléozoïques (calcaires, dolomies, quartzites, schistes, quartz).

Dans l'écaille de Saint-Chinian, la série de Pierre-rue peut être reconstituée à partir de plusieurs coupes fragmentaires (fig. 15). Au-dessus de la bauxite, se situe une formation résiduelle et une première série fluviatile, de 10-25 m d'épaisseur selon les coupes. Il vient ensuite la série fluviatile de Pierre-rue proprement dite, de plus de 200 m d'épaisseur comportant à la base des cyclothèmes à termes grossiers prédominants, au milieu des cyclothèmes normalement constitués, et au sommet des cyclothèmes à termes fins prépondérants. Du point de vue de la

nature des galets, les quartzites paléozoïques sont abondants (50-90 %). La superposition des deux séries fluviatiles est particulièrement bien soulignée par la répartition verticale des centiles. Par contre, les associations des minéraux argileux sont variées. Pour 13 échantillons, les résultats sont kaolinite 15-60 % ; moyenne 35,8 % ; illite 35-60 % ; moyenne 46,2 % ; montmorillonite 0-15 % ; moyenne 3,5 % ; chlorite 0,40 %, moyenne 14,6 %. Notons que les os de Dinosauriens sont localisés dans le quart inférieur de la décharge supérieure.

Les coupes de Fontjun, Gagnos, Villespassans sont incomplètes pour des raisons tectoniques, mais elles montrent des faits paléogéographiques importants. A Fontjun, les irrégularités du karst et de la bauxite sont comblées par une formation argileuse à grenaille ferrugineuse. Au-dessus se trouve un niveau



FIG. 14. — Le « Sénonien » (essentiellement Campanien) de Saint-Chinian : emplacement des coupes.

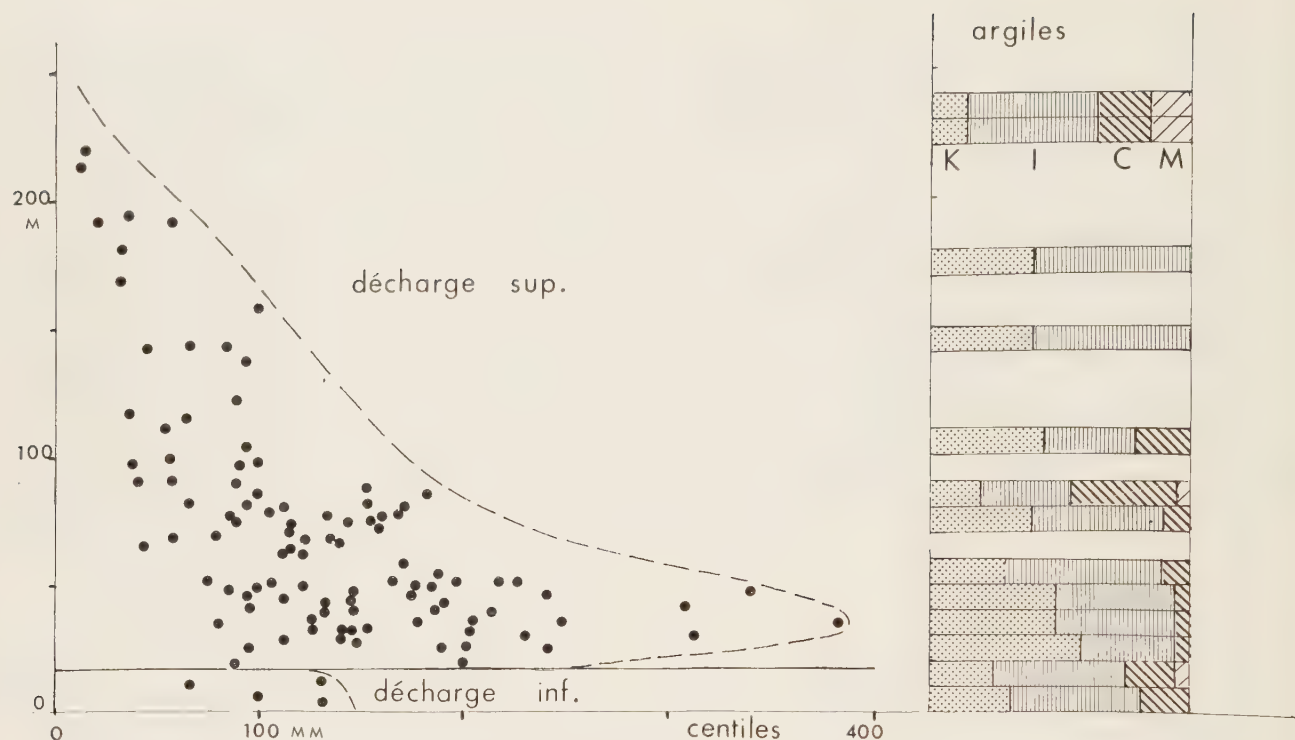


FIG. 15. — « Sénonien » de Pierrerue.

I. *Minéralogie des argiles* (K, kaolinite, I, illite, C, chlorite, M, montmorillonite). La chlorite est à peu près présente partout, la montmorillonite seulement dans les deux échantillons les plus hauts.

II. *Répartition verticale des centiles*. La série inférieure est très apparente, ses plus gros galets ne dépassant pas 150 mm de long ; leur décroissance de taille est peu sensible avec l'altitude. La décharge supérieure est beaucoup plus importante, tant par son épaisseur que par la plus grande taille des galets (maximum : 390 mm). Remarquer les irrégularités de la courbe enveloppe.

de grès quartzeux blanchâtre, reposant d'ailleurs parfois directement sur le Lias. Le tout est recouvert par la série fluviatile supérieure de Pierrerue, à galets de quartzites prédominants.

Entre Gagnos et Villesspassans, une mince bande de « Sénonien » montre au-dessus de la bauxite une formation d'argile rose à grenaille ferrugineuse, suivie d'une alternance de grès quartzeux et d'argiles roses. Les graviers et galets sont du quartz à 100 %.

Aux environs de Cazedarnes, la série sénonienne complète mesure 220 m. Au-dessus de la formation résiduelle basale (à kaolinite 100 %), on retrouve par l'étude des galets, les deux séries fluviatiles de Pierrerue.

A Cébazan, le conglomérat à galets de quartzite (série inférieure de Pierrerue) repose directement sur le Lias. Il est surmonté par des grès à graviers de quartz et argiles roses à grenaille ferrugineuse (série de Villesspassans) puis vient la seconde série

fluviatile à galets de quartzite de Pierrerue. Nous sommes dans la zone d'intrication des séries les plus inférieures, dont on peut suivre l'extension horizontale à quelques dizaines de mètres près (fig. 16 et 17).

Entre le Défilé de Marie Close et la butte de Marie Coquette, le « Sénonien » mesure environ 460 m. Les 70 premiers mètres présentent une alternance de grès à graviers de quartz et d'argiles roses (illite 20-60 % ; kaolinite 40-80 %) : c'est la série de Villesspassans. Au-dessus vient une formation à graviers de quartzite, argiles et marnes marmorisées : c'est la série supérieure de Pierrerue. A Roqueforcade et à la Maison Hantée, il existe tout près de la base des grès à Huîtres, ce qui permet de délimiter à quelques centaines de mètres près, l'extension horizontale des influences saumâtres valdoniennes.

A Creissan, ce sont des grès à galets de quartz qui reposent sur la bauxite. Le « Sénonien » peut être estimé à 370 m.

A Fontanches, la base de la série montre des grès à Huîtres et des argiles grises estuariennes à faune saumâtre et débris végétaux flottés. Au-dessus viennent des grès à graviers de quartz. Il n'est pas possible de trouver trace des graviers de quartzite de la série de Pierrerie, mais les os de Dinosauriens et les premiers Unios apparaissent à peu près au milieu de la coupe, épaisse de 380 m. Les minéraux argileux sont l'illite et la kaolinite.

3. Paléogéographie

Les plus anciens traits paléogéographiques discernables, reportés sur une carte du chaînon déplié (avant compression tectonique) sont les suivants (fig. 16) : des dépôts résiduels et « inférieurs », kaoliniques et quartzeux d'âge indéterminé (post-bauxite et anté-valdonien) se sont répandus sur le karst et la bauxite. La partie supérieure de ces dépôts passe latéralement aux couches de Fontanches datées du Valdonien. La série fluviatile inférieure de Pierrerie, à galets de quartzites, d'extension limitée, correspond à un cours d'eau dont l'âge et les relations avec les formations voisines sont difficiles à préciser.

La décharge détritique de Villespassans, d'origine nettement occidentale, est caractérisée par des galets

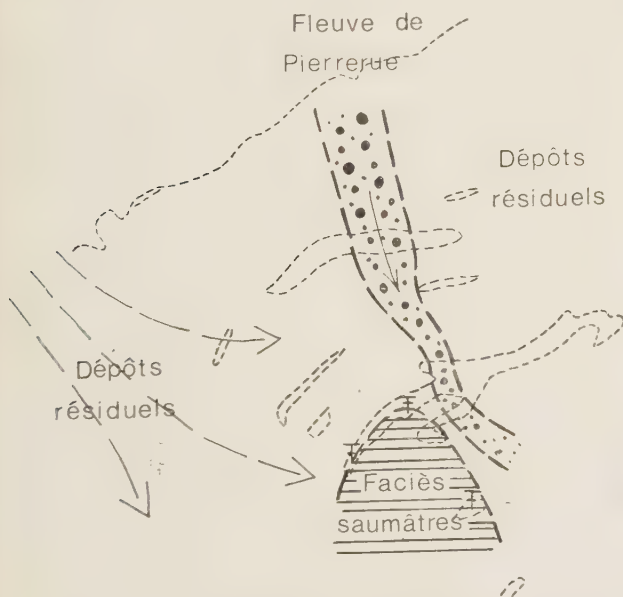


FIG. 16. — Les plus anciens traits paléogéographiques discernables.

Sur une carte du Chaînon de Saint-Chinian déplié (avant compression tectonique), sont reportés le cours d'eau de Pierrerie (série inférieure) Saint-Bauléry, qui semble sans rapport avec les autres unités stratigraphiques (âge post-bauxite et antévaldonien) ; les dépôts résiduels « inférieurs » et à grains de quartz seuls, d'âge également indéterminé ; la série saumâtre de Fontanches - La Maison Hantée - Roqueforcade passe latéralement à la partie supérieure de ces formations résiduelles (âge valdonien selon les pollens).

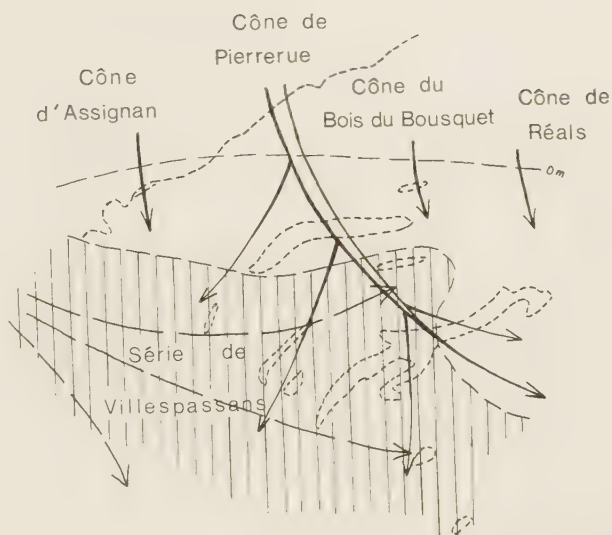


FIG. 17.

Après cet épisode, s'étend la décharge détritique de Villespassans, à galets de quartz, d'origine occidentale (Minervois). Sa limite peut être précisée à quelques dizaines de mètres près (âge valdonien ou fuvélien). Au-dessus, s'étend très largement la décharge du Fuvélien, formée probablement de plusieurs cônes alluviaux juxtaposés, dont le plus important est celui de Pierrerie (série supérieure), à galets de quartzite prédominants ; les autres cônes identifiables à leur début sont ceux d'Assignan, du Bois du Bousquet et de Réals.

de quartz et une association illite-kaolinite. Son extension vers l'Est est facile à déterminer. Cette série est encore azoïque, mais comprise entre des niveaux valdoniens (Fontanches) et des couches à os de Dinosauriens et Unios fuvéliens.

La décharge supérieure de Pierrerie a une grande extension ; elle est d'origine septentrionale, et probablement formée de plusieurs cônes alluviaux juxtaposés, dont le plus important est celui de Pierrerie, avec galets de quartzite et association illite-kaolinite-chlorite. Cette série renferme des Unios fuvéliens.

4. Le fossé de Bédarieux

En 1953, A.-F. DE LAPPARENT et P. VINCENT rapportent à l'Éocène inférieur les couches comprises entre la bauxite et le Lutétien lacustre, couches considérées autrefois comme pliocènes (R. NICKLES, feuille de Bédarieux, 1^{re} édition). Leur faciès rappelle beaucoup celui de Pierrerie, et en accord avec F. ELLENBERGER (rens. oral) je pense que ces niveaux appartiennent plus probablement au Crétacé supérieur. Leurs constituants proviennent d'une ride située entre Bédarieux et Saint-Chinian, érodée sur ses deux flancs, vers le Sud (bassin de Saint-Chinian, sillon languedocien) et vers le Nord (bassin de Bédarieux).

L'étude des galets (nature et granulométrie) et des sables permet de distinguer plusieurs décharges détritiques (fig. 18) : une décharge inférieure, à galets de roches mésozoïques abondants, sables dolomitiques, peu de schistes (1-5 %) ; une décharge supérieure, à galets de quartz et de roches paléozoïques seules ; enfin, la décharge lutétienne ne renferme que des galets de quartz.

La coupe de la carrière de Carlenças, prolongée jusqu'au Lutétien, a donné l'essentiel des résultats sédimentologiques : fraction fine de faciès parabolique évolué à logarithmique (pas de différences entre les

deux décharges crétacées), association illite-kaolinite avec un peu de chlorite et de montmorillonite.

5. L'îlot de Sallèle d'Aude

Entre Ouveillan et Sallèle d'Aude, la feuille de Narbonne 1/80 000 indique une tache de « Rognacien » en contact avec du Lias calcaire. J'ai retrouvé ici un peu de « Sénonien », un Rognacien de faciès Saint-Chinian, un Vitrollien d'affinités méridionales (Corbières), et un niveau calcaire représentant probablement le Thanétien inférieur lacustre.

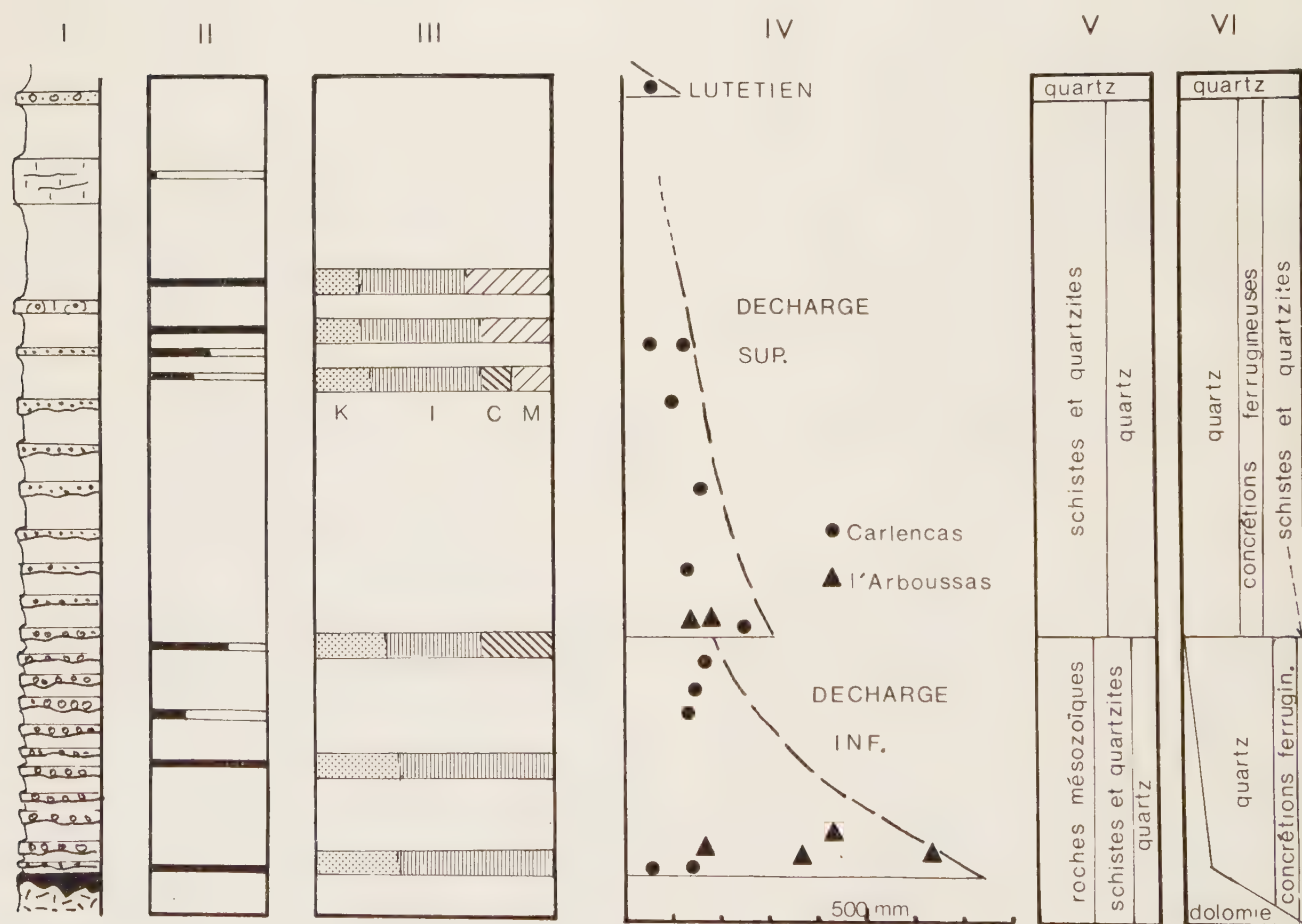


FIG. 18. — Fossé de Bédarieux, sédimentologie de la coupe de Carlenças.

I. Série stratigraphique et localisation des échantillons analysés ; II. Teneur en insoluble ; III. Minéralogie des argiles (K, kaolinite ; I, illite ; C, chlorite ; M, montmorillonite) ; IV Répartition verticale des centiles en fonction de l'altitude (avec quelques points provenant de la coupe plus méridionale de l'Arboussas) ; V. Lithologie des galets ; VI. Composition des sables.

Les trois décharges superposées sont bien définies par la granulométrie des galets, la nature des galets, la nature des sables. On remarquera également les énormes différences de taille entre les galets de la décharge inférieure dans les coupes de l'Arboussas (méridionale) et de Carlenças (septentrionale), ce qui indique un apport allant du Sud au Nord ; par contre, la seconde décharge détritique montre peu de différences entre la taille de galets dans les deux coupes. Cela provient sans doute du petit nombre de mesures effectuées. La granulométrie de la fraction fine (non représentée ici) ni la minéralogie des argiles ne présentent de variations notables.

IV. LE BASSIN DE VILLEVEYRAC

1. Généralités et historique

Entre la bauxite et le calcaire de Valmagne à faune rognacienne, se trouve une série de 1000 mètres d'épaisseur, d'attribution stratigraphique incertaine faute de datations paléontologiques sérieuses : Rognacien pour Ph. MATHERON et à sa suite F. ROMAN, M. DREYFUSS, M. GOTTIS, P. DEMANGEON ; Cénomaniens à Rognacien pour M. MATTAUER et F. PROUST [1962] ; Valdo-fuvélien ou Bégudo-rognacien selon les Caractères étudiés par M. CASTEL [1966]. Des conglomérats sont interstratifiés dans la série, un peu au-dessous des calcaires de Valmagne. Ils ont été interprétés comme d'origine locale [P. DEMANGEON, 1958], ou comme témoins d'une phase antébégudo-rognacienne très étendue [M. MATTAUER et F. PROUST, 1962].

2. Série stratigraphique

J'ai reconnu dans la région de Castelnau de Guers [P. FREYTET, 1968 b] une série continue du Campanien au Lutétien inclus, alors que la feuille de Bédarieux 1/80 000 n'indiquait que du Rognacien. A Villeveyrac, la série stratigraphique est la suivante :

— série basale (grès, calcaires, argiles noires) à faune saumâtre du Campanien supérieur (Fuvélien) (1 à 5 m) ;

— argiles et marnes violettes, rares niveaux gréseux, d'attribution incertaine (260 m) ;

— calcaire inférieur fossilifère (Physes) (0,5 m),

suivi de grès à Unios encroûtés et de marnes marmorisées (Bégudo-rognacien) (700 m environ) ;

— conglomérats, marno-calcaires, calcaires à faune de Valmagne (Bégudo-rognacien) (25 à 75 m).

3. Sédimentologie et paléoécologie du Fuvélien basal

J'ai récolté 19 espèces de Mollusques dans la série basale, presque toutes connues dans le Fuvélien provençal (Unios et formes saumâtres). Du point de vue sédimentologique, les minéraux argileux de la formation basale sont la kaolinite (65-100 %), l'illite (0-30 %) et la montmorillonite, (0-35 %). Par contre, la série violette, d'âge indéterminé, montre la prédominance de la montmorillonite (70-90 %) sur la kaolinite (10-30 %).

La répartition des faciès et des faunes permettent une reconstitution paléogéographique et paléoécologique intéressante de la série basale (fig. 19). Au-dessus des argiles bauxitiques, s'établit un réseau hydrographique réduit à quelques chenaux remplis par un matériel sableux, kaolinique et pyriteux, avec bois carbonisé. Il est surmonté par un épisode carbonaté, issu du lessivage des calcaires jurassiques voisins, donnant un paléosol à nodules calcaires dans la partie nord du bassin, un calcaire à faune saumâtre (Mélanies) au Sud avec parfois brèches intraformationnelles (Château de Vayrac) et interruptions de sédimentation avec encroûtements ferrugineux (Loupian). Il vient au-dessus une sédimentation détritique franche, avec chenaux à remplissage sableux (faunes d'Unios et coquilles saumâtres associées) et grandes plaines d'inondation à argiles sableuses noires et faune saumâtre réduite (Mélanies).

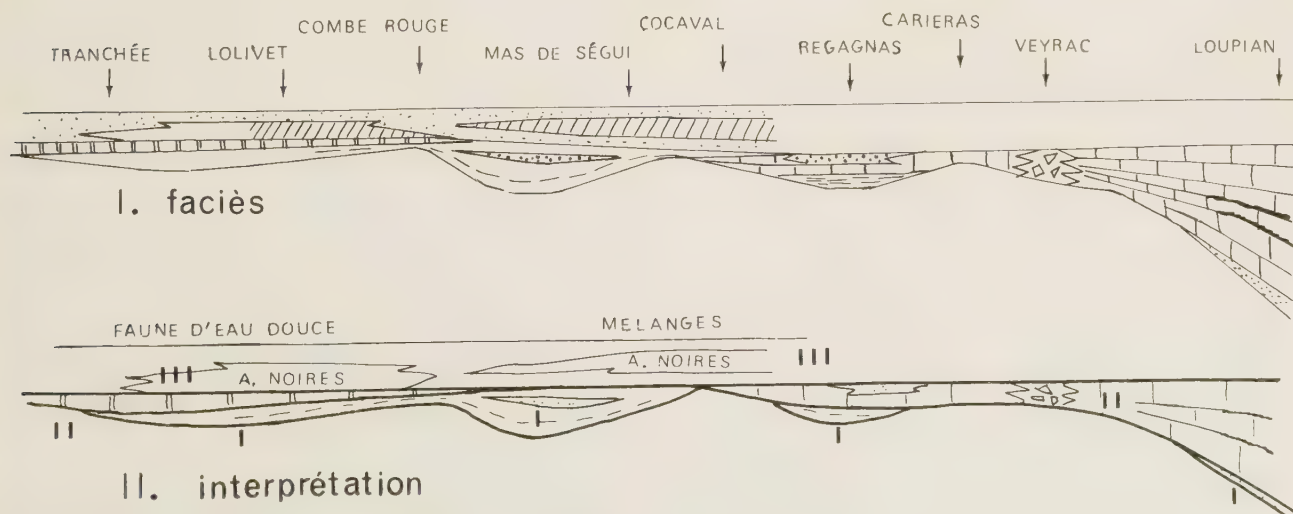


FIG. 19. — Série basale du Campanien de Villeveyrac.

V. LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU GOLFE RHODANIEN

Au Nord du Pli de Montpellier, s'étend un vaste domaine où le Crétacé supérieur est connu depuis longtemps [révision par J. SORNAY, 1950], sauf à Fons où le Sénonien est de découverte récente [J.-P. LEDOUX et al., 1966].

Je me suis contenté de faire quelques analyses de minéraux argileux.

A Boisson (feuille d'Alès au 1/50 000), la coupe va du Cénomaniens au Santonien. La kaolinite est prédominante dans les grès, seule ou avec l'illite; la montmorillonite est abondante dans les marnes et les calcaires.

Dans le synclinal de Serviers (feuilles d'Anduze et Uzès au 1/50 000), j'ai récolté *Unio galloprovincialis* MATH., confirmant ainsi l'âge campanien des dernières couches crétacées. De l'Aptien supérieur au Campanien, on note une décroissance irrégulière de la montmorillonite et de la glauconie; l'illite présente à la base est remplacée progressivement par de la kaolinite.

Dans la série de Fons, campanienne (feuille de Sommières au 1/50 000) la kaolinite est seule à la base, rapidement remplacée par l'association montmorillonite (90 %) - kaolinite (10 %).

VI. CONCLUSION SUR LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR LANGUEDOCIEN

J'ai identifié dans le Crétacé supérieur languedocien un certain nombre de décharges détritiques,



FIG. 20. — Paléogéographie du Languedoc au Cénomaniens-Turonien inférieur.

Dans le sillon languedocien, les dépôts sont localisés dans le Golfe de Fontfroide.

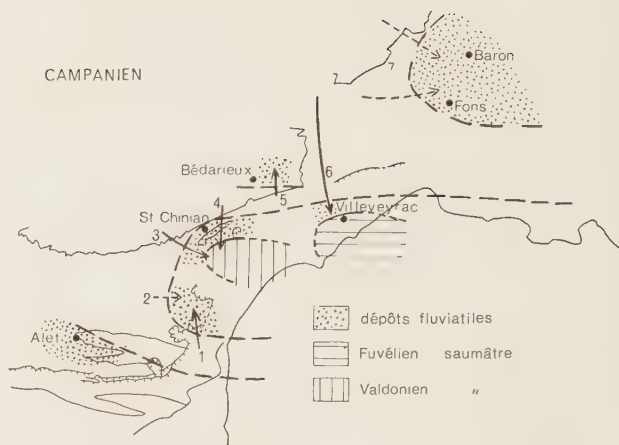


FIG. 21. — Paléogéographie du Languedoc au Campanien.

Le sillon languedocien s'est considérablement élargi vers le Nord. Il reçoit les décharges suivantes : (1) Bois du Vicomte; (2) domaine occidental de Boutenac; (3) Villespassans; (4) décharge fuvélienne de Pierrerue; (6) décharge fuvélienne de Villeveyrac. Dans une fosse annexe, se dépose décharge de Bédarieux (5); dans le Golfe rhodanien, les apports cévenols (7) sont difficiles à localiser avec précision (série de Baron et série de Fons).

la majorité d'entre elles datées à un demi-étage près.

Au Cénomaniens et Turonien inférieur (fig. 20), il existe un fond de golfe localisé sur la région de Fontfroide, au niveau de la fermeture occidentale du sillon languedocien. Les relations avec le sillon nord-pyrénéen de l'autre côté de la ride de Mouthoumet, et avec la Provence, ne sont pas faciles à établir, faute de jalons.

Au Turonien supérieur - Coniacien inférieur (fig. 11 B), le Golfe de Fontfroide conserve la même allure. Les apports détritiques sont issus du Sud (ride de Mouthoumet) et de l'Ouest. Les relations avec la Provence et le sillon nord-pyrénéen sont également difficiles à fixer.

Au Santonien inférieur (fig. 12 B), le Golfe de Fontfroide est alimenté par le Sud (ride de Mouthoumet) et par l'Ouest et le Nord-Ouest. Les récifs à Rudistes de cette époque ont été reconnus en sondage dans le synclinal de Béziers, ce qui donne un jalon vers la Provence.

Au Campanien (fig. 21), le sillon languedocien s'élargit : le Golfe de Fontfroide est comblé par des matériaux fluviatiles méridionaux (ride de Mouthoumet), tandis que la ride de la Montagne Noire est attaquée à plusieurs reprises, sur son bord sud (Saint-Chinian et Villeveyrac) et nord (Bédarieux). Les influences marines se font encore un peu sentir, au Valdonien à Saint-Chinian, au Fuvélien à Villeveyrac.

Du point de vue de la sédimentation, les dépôts carbonatés sont rares et souvent d'origine locale. Le matériel détritique est abondant, emprunté en grande partie à des roches paléozoïques et aux sols qui les recouvrent. Les minéraux argileux présentent trois associations principales :

- illite-kaolinite : ride de Mouthoumet, Minervois (partie occidentale de la ride de la Montagne Noire) ;
- illite-kaolinite-chlorite : partie moyenne de la ride de la Montagne Noire (Pierrerue et Bédarieux) ;
- kaolinite-montmorillonite (Villeveyrac, Fons) Golfe rhodanien (association d'un minéral hérité et d'un minéral néoformé en milieu marin ou fluviatile).

L'éolisation des quartz, dans la plaine alluviale même, jointe à la morphologie particulière des paléo-

sols (surtout campaniens) permet de penser à un climat tropical à tendance semi-aride.

On peut dire en dernier lieu que les mouvements anté-cénomaniens ont déterminé en Languedoc une paléogéographie simple (sillon languedocien, ride de Mouthoumet, sillon nord-pyrénéen) qui s'est maintenue jusqu'au Campanien inclus. On note seulement des rajeunissements de relief, déterminant de petites décharges localisées, la création de petites fosses subsidentes nouvelles (fossé de Bédarieux), l'élargissement du sillon languedocien. Mais ce sont des déformations minimales (ex. fig. 5 B), tout se passe comme si, après les agitations anté-cénomaniennes, le Languedoc entrait dans une phase de repos relatif, avec quelques frémissements seulement, avant les soubresauts de la phase anté-bégudo-rognacienne.

TROISIÈME PARTIE : LE BÉGUDO-ROGNACIEN

I. GÉNÉRALITÉS

C'est un ensemble de couches variées, souvent riches en carbonates, déposées en milieu fluviatile, lacustre et palustre. La sédimentation diffère radicalement de celle du Sénonien, à la suite d'un bouleversement profond de la paléogéographie des Pyrénées, et du renouvellement presque total des zones d'alimentation. En Provence, la distinction entre Bégudien et Rognacien est principalement lithologique. En Languedoc, où les faunes sont rares, et où les faciès changent vite, je conserve le terme de *Bégudo-rognacien* pour désigner les couches postérieures aux derniers cyclothèmes à Unios fuvéliens et antérieurs aux marno-calcaires rouges à *Microcodium*. Dans certaines régions d'ailleurs, le Bégudo-rognacien est constitué par deux décharges détritiques successives.

Les niveaux que j'attribue au Bégudo-rognacien ont été identifiés en Languedoc par leurs lithofaciès : partie moyenne du Groupe d'Alet de d'ARCHIAC, Garumnien moyen de LEYMERIE. A Villeveyrac, P. MATHERON [1862] a reconnu tout de suite la faune de Rognac. A Saint-Chinian et dans les Corbières les faunes n'ont été trouvées que plus tard (1898-1900) et à Montpellier, leur découverte est récente [M. DREYFUS, 1940]. La confusion du Rognacien inférieur avec des niveaux plus anciens à Villeveyrac et Saint-Chinian a compliqué l'histoire de la phase tectonique anté-Bégudo-rognacien.

Du point de vue des faciès et microfaciès, on rencontre des exemples de grès fluviatiles (en particulier à coquilles d'œufs de Dinosaures) de paléosols sur

marno-calcaires gréseux (souvent à striotubules), de calcaires lacustres et palustres.

Paléontologiquement, tant dans la littérature que par récoltes personnelles, il y a 33 espèces de Mollusques bégudo-rognaciens en Languedoc. Une espèce n'est connue qu'à Villeveyrac (*Unio cazalisi*), une autre à Saint-Chinian ; 23 figurent dans les listes de S. FABRE-TAXY dans ses révisions de la faune provençale. Les autres ont été signalées par d'autres auteurs en Provence, dans le Bégudo-rognacien ou dans le Campanien. Les Dinosaures de Saint-Chinian sont campaniens ; en Languedoc, au Bégudo-rognacien, je n'ai récolté que des coquilles d'œufs. Les Characées sont proches de celles du Valdo-fuvélien [M. CASTEL, 1966]. Enfin, sur le plan écologique, on peut opposer les milieux fluviatiles à Unios et Cyanophycées, aux milieux palustres à Gastéropodes « terrestres ». La rareté des Physes et Limnées coïncide avec la rareté des dépôts lacustres vrais.

II. LE BÉGUDO-ROGNACIEN DES CORBIÈRES

1. Généralités

Dans les Corbières, le Bégudo-rognacien constitue une unité stratigraphique nouvelle, totalement distincte du Sénonien par la nature des matériaux qui la constituent : carbonates abondants, minéraux argileux, galets et sables issus de roches mésozoïques (en particulier, on note une intrusion des quartz bipyramidés remaniés du Keuper faciles à repérer sur le terrain).

Schématiquement, le Bégudo-rognacien se compose d'un terme inférieur grés-marneux, et d'un terme supérieur calcaire, mais dans le détail les séries sont très variées, avec réduction de certains faciès et proliférations d'autres (en particulier les conglomérats).

Stratigraphiquement, le Bégudo-rognacien est parfois concordant sur le Fuvélien, mais le plus souvent il repose sur des termes variés : « Sénonien », Aptien, Trias, Paléozoïque.

Dans les Corbières, d'ARCHIAC [1859] a établi une lithostratigraphie, mais ce sont L. DONCIEUX [1898] et R. BRESSON [1900] qui ont daté le Rognacien par des faunes. De nombreuses observations ont été faites par la suite, parmi lesquelles celles de M. MATTAUER et F. PROUST [1962] et M. DURAND-DELGA [1964].

2. Etude de quelques coupes

Dans la Montagne d'Alaric, une formation résiduelle rouge est logée dans un paléokarst sur Dévonien [A.-F. DE LAPPARENT, 1944]. C'est une « terra rossa » formée de kaolinite pure. Dans ce même domaine, le Bégudo-rognacien inférieur se compose de grès calcaires et de marnes marmorisées (à illite-kaolinite). Le Bégudo-rognacien supérieur est constitué par deux barres de calcaire palustre encadrant un épisode marno-gréseux. On note une très nette diminution d'épaisseur du Sud (Le Pechlat, 65 m) au Nord (Théron, 36 m). Le matériel détritique ne comporte que des débris de roches paléozoïques.

A la Côte Aigre, des grès situés sous la dalle calcaire rognacienne montrent des sections d'Unios encroutées. A Tournissan, ces mêmes niveaux (à illite-kaolinite et montmorillonite peu abondante) ne renferment pas de débris de roches mésozoïques. A Boutenac, les marno-calcaires violacés du Bégudo-rognacien inférieur ont des affinités avec ceux de Roquelongue et du Plateau de Poursan (kaolinite 30 % - montmorillonite 70 %).

La bordure nord et est du Plateau de Poursan permet de suivre une très remarquable variation de faciès : à la disposition classique grès et marnes inférieurs - calcaire supérieur, fait place progressivement une alternance métrique de grès calcaires riches en quartz bipyramidés et de marno-calcaires violacés. De même, les faciès lacustres francs de la barre calcaire sont remplacés par des faciès palustres. Sur la route de Monplaisir à Fontjoncouse, en plein centre du « delta », les granulométries de la fraction fine sont logarithmiques et hyperboliques, ce qui indique un vaste domaine de décantation, lié à une petite fosse subsidente.

La région de Taura (fig. 17) montre entre deux

coupes distantes de 1,5 km environ une très nette décroissance de taille des galets dans le sens Est-Ouest, ce qui est une précieuse indication de direction d'apport. Les dépôts marno-gréseux associés aux conglomérats ont une fraction fine logarithmique à hyperbolique.

A Roquelongue, il existe à la base de la série quelques conglomérats à galets surtout albiens, à la différence de la série de Taura, pourtant proche, où les galets sont aptiens. Vers le milieu du Bégudo-rognacien inférieur, existe un beau paléosol à nodules calcaires cylindriques verticaux et œufs de Dinosaures en nids [P. FREYTET, 1965 b].

Entre Roquelongue et le lobe d'Ornaisons de la nappe des Corbières, quelques collines pointant à travers le Quaternaire montrent des conglomérats bégudo-rognaciens et parfois leur substratum campanien. Au Mont Long, une analyse de la granulométrie des galets m'a permis de reconnaître deux décharges successives, à partir d'un matériel albien et sénonien (calcaire à Rudistes). Les minéraux argileux sont en grande partie hérités du Sénonien : l'association illite-kaolinite prédomine largement.

A la Pinède de Durban, le Bégudo-rognacien est transgressif sur divers termes (fig. 23) : Muschelkalk, Lias calcaire, Aptien, « Sénonien », Keuper diapirique. Le calcaire de base renferme selon les lieux un peu de matériel sur lequel il repose : galets aptiens, sables sénoniens, quartz bipyramidés. Il vient ensuite deux décharges détritiques faciles à individualiser par les variations granulométriques des galets. La décharge inférieure est riche en roches paléozoïques, calcaires et dolomies liasiques, calcaires aptiens ; les argiles sont illite-kaolinite-montmorillonite. La décharge supérieure, au contraire, contient de nombreux galets albiens ; ses argiles sont montmorillonite (abondante)-kaolinite.

Sur la bordure nord du Massif de Mouthoumet, le Bégudo-rognacien est très réduit à Villerouge-Termenès et à Terme, bien développé à Lairière (plus de 100 m), réduit à nouveau plus loin (Belcastel). A Mouthoumet, sous le calcaire à faune de Rognac [R. BRESSON, 1900], il y a des marnes violettes riches en montmorillonite bien cristallisée (néoformée).

A Alet, la distinction entre grès d'Alet (campaniens) et Bégudo-rognacien est facile à établir d'après la sédimentologie (fig. 24), en particulier par l'arrivée des grains de quartz bipyramidés. A Albières (fig. 25), il est possible d'isoler un Campanien réduit, une première décharge bégudo-rognacienne à galets presque exclusivement en quartzites albiens, et une seconde décharge à galets mésozoïques variés. Enfin, à Cucugnan, une partie des conglomérats, calcaires à Algues et marnes rouges jusque-là attribuée au « Vitrollien » doit être rapportée au Bégudo-rognacien.

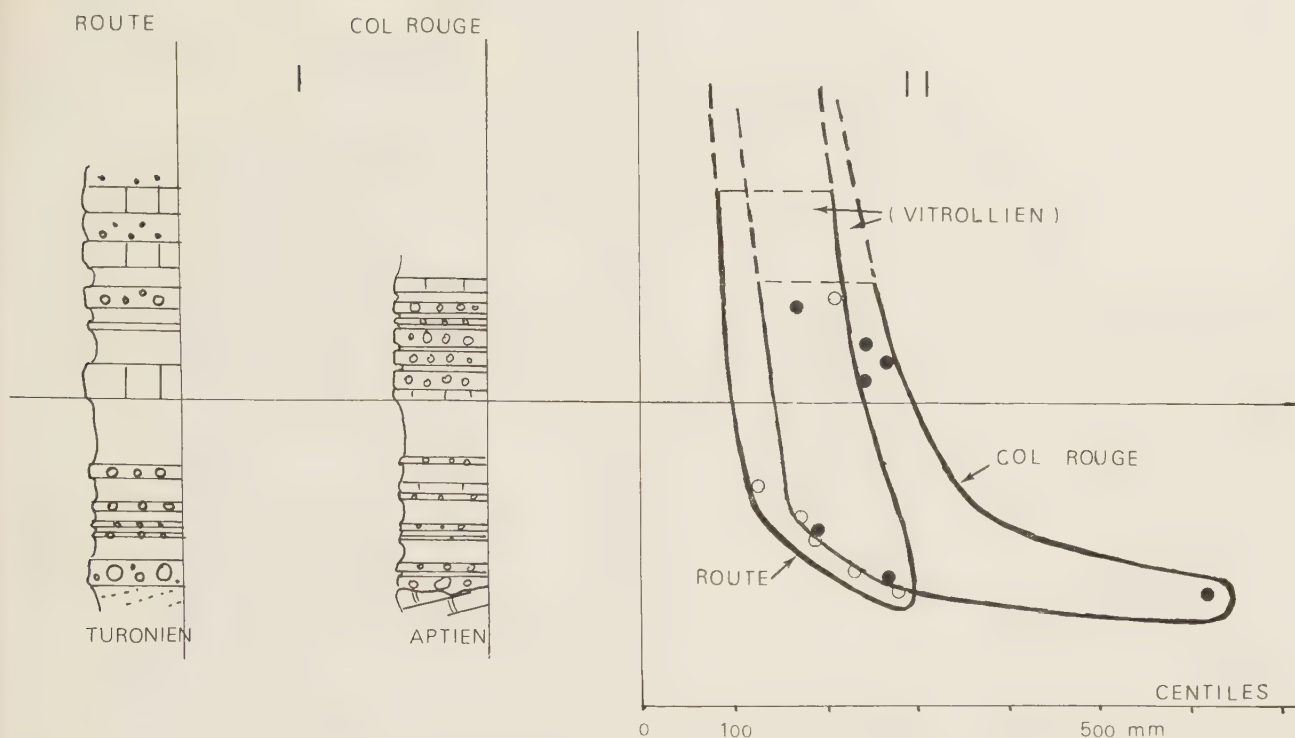


FIG. 22. — Bégudo-rognaçien de Taura (Corbières orientales).

I. Séries stratigraphiques et centiles.

II. Répartition verticale des centiles. La série du Col Rouge a une courbe enveloppe du nuage de points représentatifs nettement décalée vers les fortes dimensions : elle est donc plus proche des zones distributrices que celle de la route de Pradines, bien que les deux coupes soient distantes seulement de 1,5 km (cela rappelle la répartition des centiles entre les

coupes de Carlenças et l'Arboussas, décharge inférieure, fig. 18).

Il est à noter aussi que les points représentatifs du Vitrollien ont des courbes enveloppes (en pointillé) qui sont dans la prolongation exacte de celles du Bégudo-rognaçien, simulant une seule et même décharge. Mais les lithofaciès, ainsi que la granulométrie de la fraction fine, permettent de séparer les deux décharges.

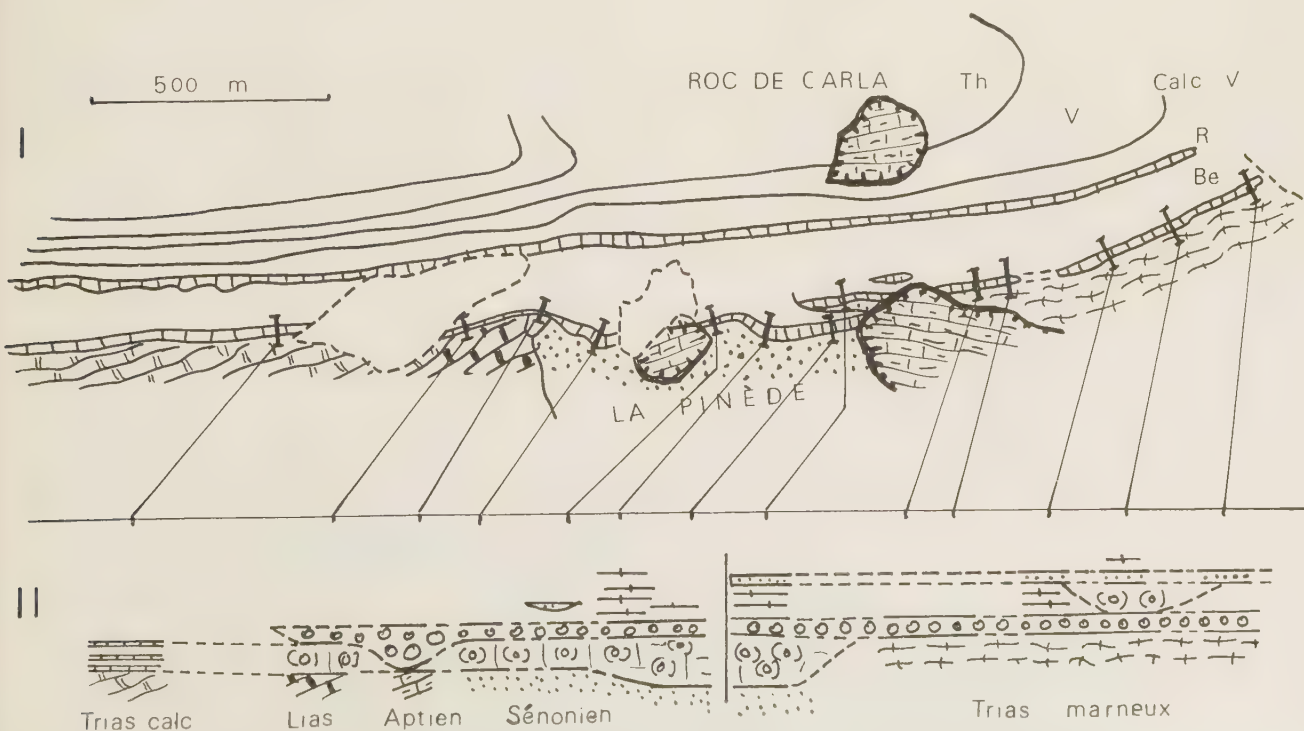


FIG. 23. — La formation basale du Bégudo-rognaçien de la Pinède de Durban.

I. Carte (leviers personnels) ; II. Coupe interprétative, avec emplacement des coupes partielles.

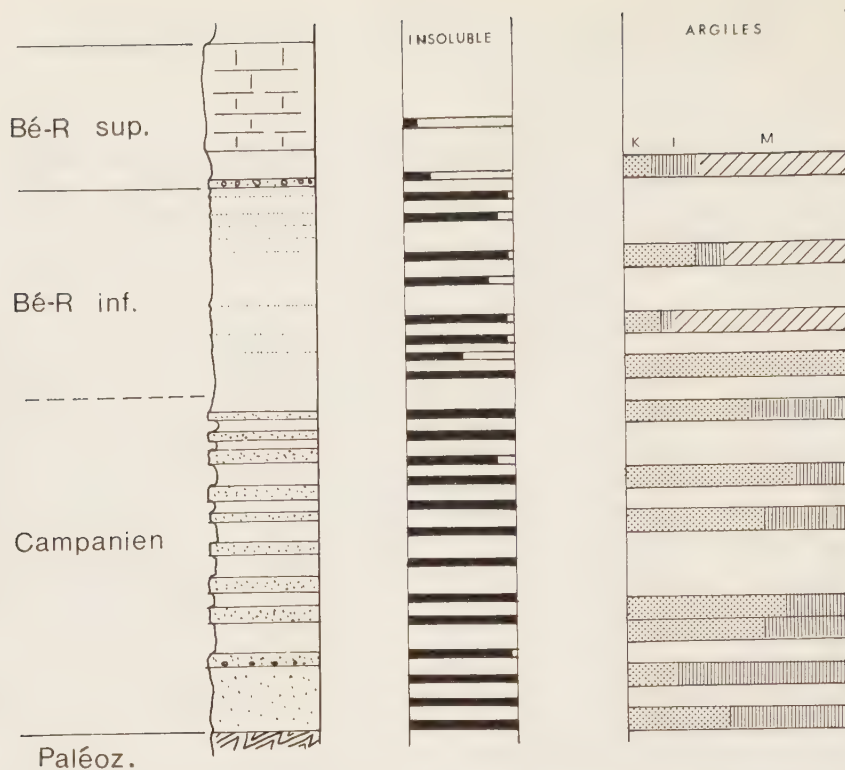


FIG. 24. — Campanien et Bégudo-rognaic d'Alet.

La distinction entre ces deux ensembles a été faite par A. d'ARCHIAC d'après les faciès : grès blancs et argiles grises ou roses pour les Grès d'Alet, « marnes violettes » pour le « Bégudien », calcaire blanc pour le « Rognacien ». Les deux décharges diffèrent sédimentologiquement par leur teneur en carbonates, la nature de leurs sables (non figurée ici), et surtout par leurs minéraux argileux. Un fait curieux à signaler est la présence d'un niveau uniquement kaolinique à la base du Bégudo-rognaic inférieur. La décharge inférieure du Bégudo-rognaic ne renferme que des grès fins ; les seuls galets et graviers mesurables apparaissent à la base de la décharge supérieure.

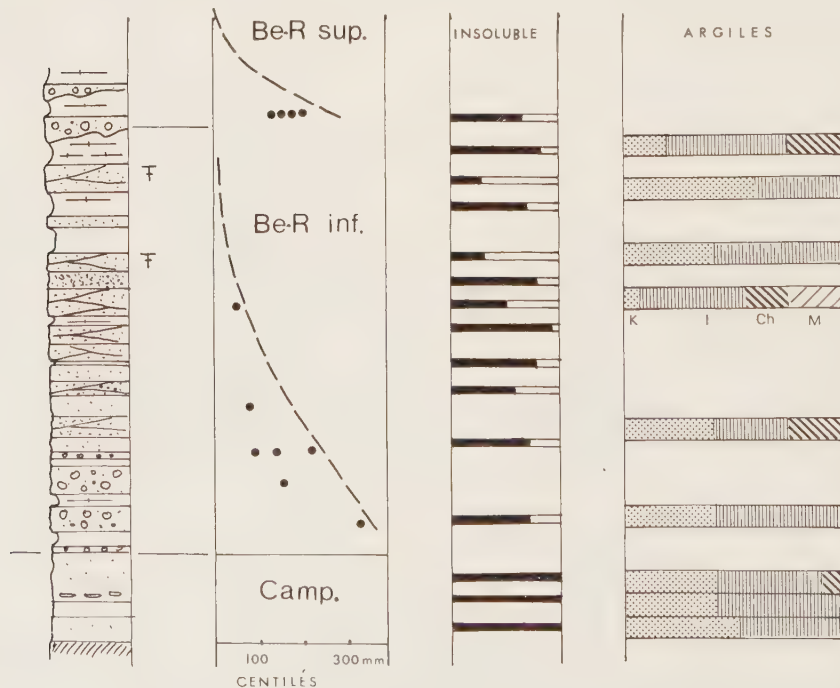


FIG. 25. — Campanien et Bégudo-rognaic d'Albières.

Le Campanien est très réduit ici ; il est surmonté par la décharge bégudo-rognaic inférieure, à galets uniquement albiens ; la décharge supérieure comporte au contraire des galets de roches mésozoïques variées. A la différence de la coupe d'Alet, il n'y a pas de grande différence entre les minéraux du Campanien et ceux du Bégudo-rognaic. La présence irrégulière de chlorite suggère que la coupe étudiée se trouve dans une zone de contact entre deux cônes alluviaux voisins, l'un renfermant des galets albiens et l'autre de la chlorite.

3. Conclusion et paléogéographie

Un essai de reconstitution des Corbières occidentales (fig. 26) permet de séparer les grès d'Alet, à matériel paléozoïque, de la série bégudo-rognacienne, à matériel mésozoïque. Cette série est d'ailleurs formée de deux décharges superposées dont il est facile de préciser l'allure.

A l'échelle de l'ensemble des Corbières, le Bégudo-rognacien constitue un ensemble complexe, avec une ou deux décharges superposées. La supérieure seule a fourni la faune de Rognac, l'inférieure ne contient que des débris d'Unios et des œufs de Dinosaures.

Le Bassin des Corbières n'est pas uniformément subsident : il est au contraire accidenté de dômes et de dépressions subsidentes (fig. 27). La régularisation finale ne se fera guère qu'avec le dépôt du calcaire palustre et lacustre sommital.

La répartition des conglomérats (fig. 28) à partir de l'analyse de la granulométrie et de la nature des galets des diverses décharges permet de remonter facilement à la nature des arrière-pays.

Les sables renferment des quartz non usés, des quartz éolisés dans le bassin alluvial en proportions variables, parfois importantes ; le fait majeur est l'apparition de débris de chailles, de quartz bipyra-

midés (fig. 29), de spicules siliceux, de glauconie, d'Orbitolines silicifiées.

Les résultats de 82 analyses de minéraux argileux reportés sur l'ensemble des Corbières montrent l'irruption brutale de la montmorillonite, et en grandes quantités (teneur rarement inférieure à 60 %).

Le regroupement de tous les résultats précédents conduit à dessiner un certain nombre de cônes alluviaux enchevêtrés (fig. 30). Leur disposition irrégulière est directement liée à la répartition des fosses et dômes. Elle contraste radicalement avec la répartition harmonieuse du matériel vitrollien (fig. 40), épandu dans un bassin très régulièrement subsident, et provenant des mêmes domaines d'alimentation (sauf pour l'Alaric et Tournissan).

III. LE CHAINON DE SAINT-CHINIAN

1. Généralités

Les grès à Reptiles de Saint-Chinian et de Quarante étant rangés dans le Campanien, le Bégudo-rognacien se réduit à trois barres calcaires séparées par deux interbandes marneuses ou marno-gréseuses. La majeure partie des récoltes paléontologiques provient de

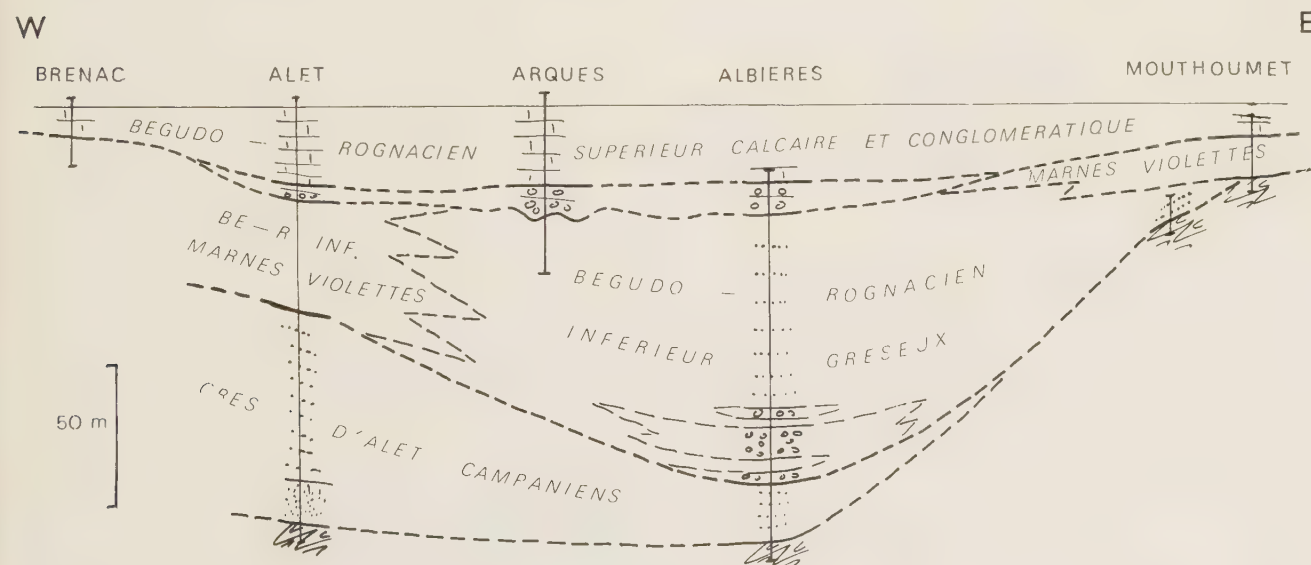


FIG. 26. — Reconstitution des décharges détritiques bégudo-rognaciennes dans les Corbières occidentales (coupe synthétique Ouest-Est).

Les Grès d'Alet, campaniens, diminuent rapidement d'importance en direction de l'Est, vers le Massif de Mouthoumet. La décharge du Bégudo-rognacien inférieur, conglomératique et gréseuse dans la fosse d'Albières, devient plus fine (« marnes violettes ») vers l'Est (Mouthoumet) et l'Ouest (Alet-Brenac). Ce passage latéral, dû à la simple juxtaposition de cônes alluviaux issus d'arrière-pays différents, avait échappé jusqu'à présent aux auteurs. Seule une analyse sédimentologique permet de le mettre en évidence. La décharge du Bégudo-rognacien supérieur débute par un conglomérat à galets de roches mésozoïques variées, localisé dans une grande gouttière Albières-Alet. Il vient presque tout de suite après les calcaires blancs et noduleux « rognaciens ».

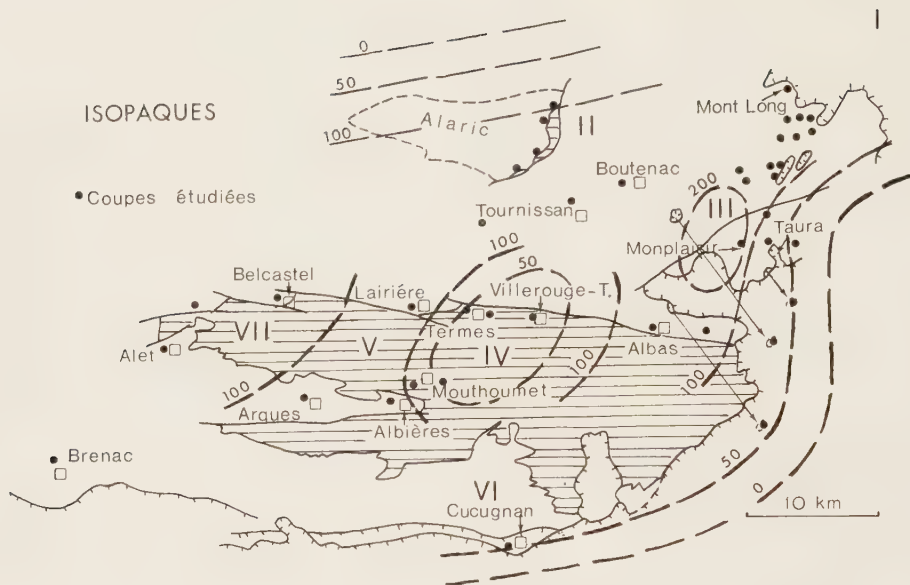


FIG. 27. — Essai de reconstitution des épaisseurs du Bégudo-rognacien total.

I. Domaine de Saint-Chinian - Sallèles d'Aude, dont les relations avec les Corbières sont hypothétiques. II. Domaine de l'Alaric, à épaisseurs décroissant rapidement vers le Nord (bord du bassin). III. Fosse activement subsidente de Monplaisir - Roquelongue - Albas. IV. Dôme de Mouthoumet. V. Gouttière d'Albières-Arques-Lairière. VI. Petite fosse subsidente de Cucugnan. VII. Remontée vers un dôme probable à l'Ouest d'Alet (des 3 klippes traînées sous la nappe des Corbières, de Ripaud, du Plateau de Poursan et de la Serre d'Albas ont été remplacées hypothétiquement dans le bassin avant compression tectonique).

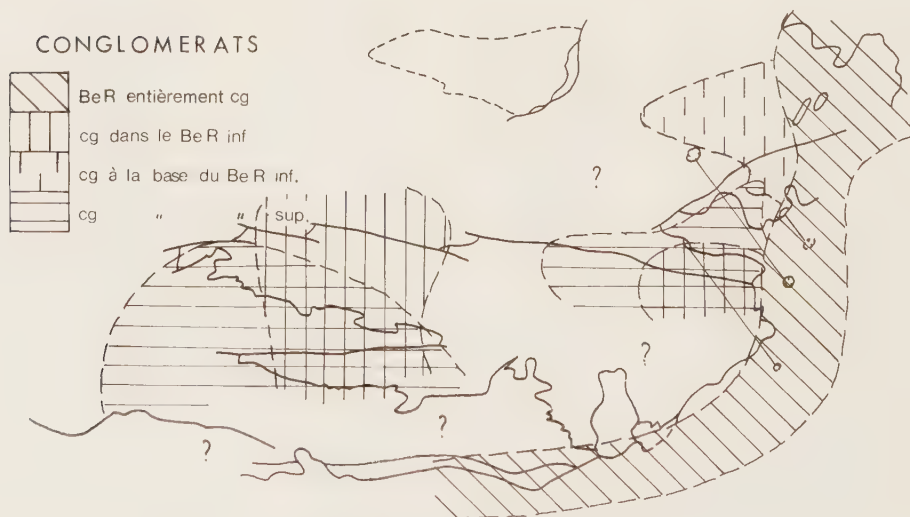


FIG. 28. — Répartition des conglomérats au Bégudo-rognacien dans les Corbières.

Le Bégudo-rognacien est entièrement conglomératique sur la bordure est et sud-est du bassin, avec une décharge (Taura), deux (Mont Long), ou un nombre indéterminé (klippes, Cucugnan). Les conglomérats sont présents dans la décharge inférieure à Arques-Albières-Belcastel-Lairière, à Albas-Pinède de Durban ou seulement à l'extrême base de cette décharge (Pradines, Monplaisir, Roquelongue, Boutenac). La base de la décharge supérieure en renferme à Alet-Arques-Albières, à Villeroche-Terménès-Albas-Monplaisir. Enfin, les conglomérats manquent totalement sur le bord nord du bassin (Alaric), ainsi que sur le dôme de Mouthoumet.

QUARTZ BIPYRAMIDES

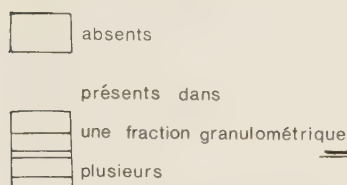


FIG. 29. — Répartition des quartz bipyramidés remaniés du Keuper dans le Bégudo-rognaçien des Corbières.

On distingue trois domaines : 1. Un domaine de bordure du bassin (Est, Sud-Est et Sud du Mont Long à Cucugnan), où les quartz bipyramidés sont présents dans toutes les fractions granulométriques sableuses, de 0,035 mm à 5 mm, sauf parfois dans celle de 0,035 à 0,080 mm. Ce domaine est évidemment proche des zones distributrices. 2. Un domaine plus éloigné, où les quartz bipyramidés ne se retrouvent que dans une seule fraction granulométrique (en général 0,500-1 mm, parfois 1-2 mm). 3. Un domaine dépourvu de quartz bipyramidés (Boutenac, Tournaissan, Côte Aigre, Alaric soit par éloignement des zones distributrices, soit encore parce que le matériel provient d'arrière-pays qui n'en contenaient pas.

CONES ALLUVIAUX

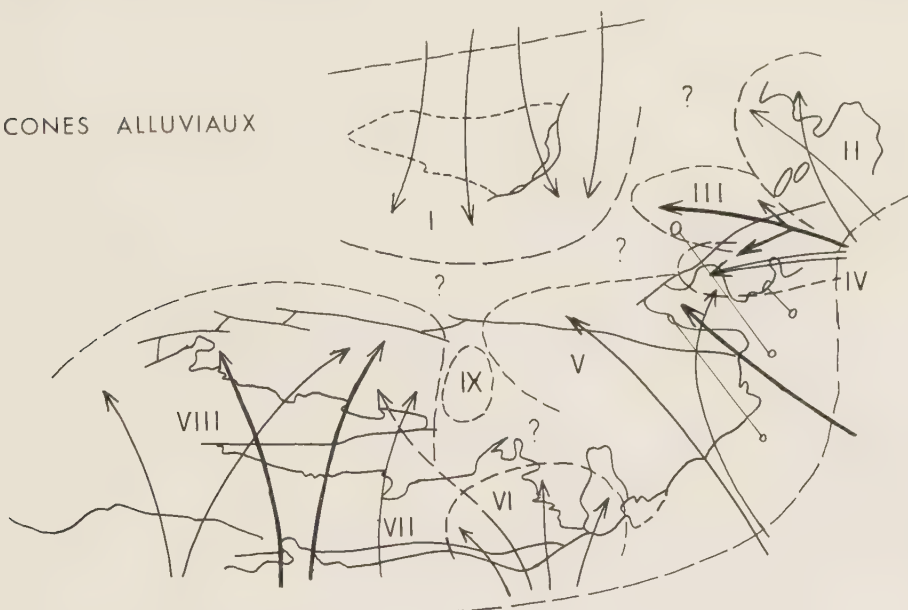


FIG. 30. — Esquisse de la répartition des cônes alluviaux dans le Bégudo-rognaçien des Corbières.

La complexité apparente de la figure provient de la superposition quasi générale de deux décharges successives. (On pourra comparer avec la fig. 40 représentant les cônes alluviaux vitroliens, beaucoup plus simple, car correspondant à une seule décharge).

Au Nord-Est, les relations avec Saint-Chinian et Sallèles d'Aude sont hypothétiques. I. Domaine de l'Alaric, à matériel paléozoïque septentrional, et association illite-kaolinite. II. Zone des conglomérats (feuille de Capendu n° 4), à matériel albien et sénonien (galets et argiles). III. Zone de Pradines - Roquelongue - Boutenac, à conglomérats peu développés et montmorillonite abondante. IV. Cône de Taura, à galets aptiens et néocomiens, et montmorillonite abondante. V. Zone complexe d'Albas - Villerouge - Termènes, à galets variés et rillonite abondante. VI. Petite fosse subsidente de Cucugnan, à galets albiens montmorillonite prédominante. VII. Domaine particulier d'Albières, avec juxtaposition prédominants et illite abondante. VIII. Domaine des Corbières occidentales, à deux décharges superposées, à cônes difficiles à individualiser. IX. Dôme de Mouthoumet, à sédimentation surtout chimique (montmorillonite dans les marnes inférieures, carbonates au Bégudo-rognaçien supérieur).

la première barre, quelques coquilles seulement de la troisième. La première interbande marno-gréseuse est souvent riche en Algues Cyanophycées.

Les interbandes se sont déposées en milieu fluviale typique, avec paléosols associés. Les barres calcaires renferment presque uniquement des faciès palustres. Les faciès lacustres vrais sont rares et localisés.

2. Etude de quelques coupes (fig. 31)

1. On rencontre des séries réduites en épaisseur à Assignan, au Bois du Bousquet, à Réals ; elles se composent d'une barre calcaire de quelques mètres, parfois fossilifère (Bois du Bousquet).

2. La première barre calcaire [RI (4)] est stratifiée en bancs de 1 à 10 dm d'épaisseur. Les sommets de

(4) Notation F. ELLENBERGER sur sa carte au 1/20 000 du Chainon, inédite.

bancs sont parfois encroûtés par des produits ferrugineux (anciens voiles algaires ou bactériens). Les faciès sont variés (les striotubules pullulent à certains niveaux), et une coupe caractéristique peut être faite sur le flanc nord du synclinal de Fargoussières. Les intercalations marneuses centimétriques à décimétriques sont fréquentes et montrent l'association illite-kaolinite-montmorillonite. D'une coupe à l'autre, les caractères sont très constants, seule varie l'épaisseur de la barre (40 à 80 m).

3. La première interbande marno-gréseuse (IM I) affleure d'une manière discontinue. Selon les lieux, les grès rouges grossiers ou les marno-calcaires à nodules pédologiques prédomineront. Certaines coupes renferment de la chlorite, d'autres en sont dépourvues. On peut penser à de nombreux petits cônes alluviaux venant perturber la sédimentation carbonatée palustre ou lacustre, mais il n'est pas possible de les individualiser. Le maximum d'épaisseur de ce niveau semble se situer à Tudéry (80 m).



FIG. 31. — Béudo-rognacien de Saint-Chinian : répartition des affleurements et des coupes.

4. La seconde barre calcaire (R II) varie de 10 à 35 m. Elle est séparée en deux par une passée marneuse à *Microcodium* (Cazedarnes, Tudéry). Les faciès y sont très variés et presque tous palustres, avec parfois de très belles brèches d'origine pédologique (Combebelles).

5. La seconde interbande marneuse (IM II) est bien développée à Tudéry (28 m), dans les autres coupes, elle se réduit considérablement et passe à des calcaires marneux et noduleux. Elle renferme des *Microcodium* à Tudéry, et les minéraux argileux de cette coupe sont la kaolinite (10-40 %), l'illite (25-60 %), la montmorillonite (0-35 %), la chlorite (0-30 %), ce qui rappelle le spectre de la décharge de Pierrerue (Campanien supérieur).

6. La troisième barre calcaire (R III) est en calcaire lithographique et noduleux. Elle mesure au moins 50 m à Tudéry, et se réduit vers le Sud. Les faciès sont surtout palustres ; j'ai récolté quelques coquilles à Tudéry et Ch. DEPERET en a signalé près de Combebelles.

7. A Sallèle d'Aude, une barre calcaire nettement stratifiée rappelle R I et une autre barre, massive, supporte un Vitrollien typique. Ni l'une, ni l'autre n'ont fourni de faune.

3. Conclusion et paléogéographie

Le Bégudo-rognacien de Saint-Chinian montre un beau développement de la sédimentation carbonatée palustre, interrompue de temps à autres par des épisodes lacustres (difficiles à cerner) et des irrptions de matériel détritique d'origine septentrionale.

Une certaine incertitude concerne l'âge des couches situées entre les derniers Unios fuvéliens et la base de R I. Le Campanien, comme le Bégudo-rognacien, appartiennent à la même grande décharge détritique issue de la Montagne Noire. Le matériel pyrénéen n'arrivera qu'avec le Vitrollien.

Une coupe synthétique (fig. 32) de la série bégudo-

rognacienne montre des variations d'épaisseur importantes, et l'esquisse d'une petite dépression subsidente centrée sur Tudéry, en bordure même du socle ancien.

IV. LE BASSIN DE VILLEVEYRAC

Au-dessus de la formation basale, fuvélienne, et des 260 m de marnes violettes, d'attribution incertaine, à montmorillonite et kaolinite, le Bégudo-rognacien est constitué de deux décharges successives :

— une inférieure, épaisse de plus de 750 m, formée de grès calcaires à Algues et Unios encroûtés, et de marnes sableuses à paléosols : à la base, un mince niveau calcaire renferme une faune de Rognac typique. Le matériel détritique est d'origine septentrionale (Montagne Noire, Cévennes), caractérisé par des grains de quartz à inclusions ferrugineuses (identiques à ceux du Crétacé supérieur du Golfe rhodanien et du Bégudo-rognacien de Montpellier). Les argiles sont une association kaolinite (15-30 %) - montmorillonite (70-85 %).

— une supérieure, conglomératique à la base, calcaire (et fossilifère) au sommet, dont le matériel détritique est d'origine méridionale (roches mésozoïques pyrénéennes). Cette série varie très vite d'épaisseur (elle s'épaissit du Sud vers le Nord, maximum 100 m) ; par contre, les conglomérats abondants au Sud diminuent très vite vers le Nord (fig. 33) et font place à des calcaires lacustres et surtout palustres.

Dans le bassin de Villeveyrac, les mouvements ayant entraîné la modification des domaines d'alimentation en matériel détritique sont intra-bégudo-rognaciens.

V. LA RÉGION NORD-MONTPELLIÉRAINE

1. Généralités

Le Bégudo-rognacien est resté longtemps confondu avec l'Éocène inférieur. DREYFUSS [1940] l'a daté

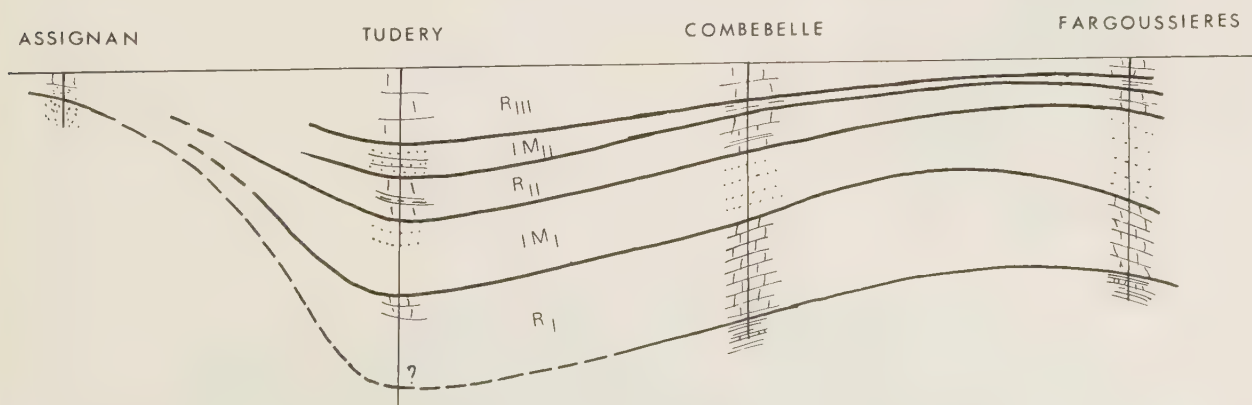


FIG. 32. — Schéma des variations d'épaisseur du Bégudo-rognacien entre les diverses unités du Chaînon de Saint-Chinian.

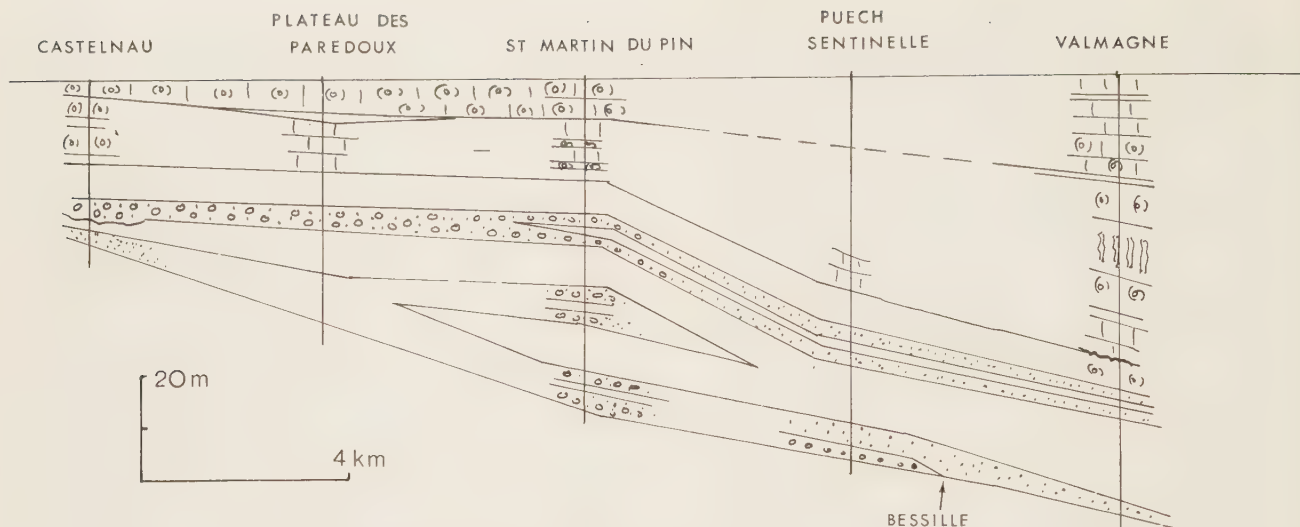


FIG. 33. — Décharge supérieure du Bégudo-rognacien de Villeveyrac. Variations d'épaisseur et de faciès.

paléontologiquement à Aumelas et Saint-Paul, et G. DENIZOT (1^{re} édition de Montpellier 1/50 000) à Montarnaud. J'ai étendu considérablement le bassin bégudo-rognacien en récoltant *Unio cuvieri* à Clapiers Saint-Geniès et Saint-Gély-du-Fesc, et *Cyclophorus heliciformis* à Saint-Martin-de-Londres.

Le Bégudo-rognacien est peu épais (0-30 m), formé de grès grossiers rouges et roses, parfois à œufs de Dinosaures (Montarnaud, découverts par M. MAT-

TAUER), de marnes marmorisées à nodules pédologiques et de rares calcaires blancs. Il est situé entre la bauxite ou un niveau variable du Dogger, du Malm ou du Néocomien, et un « Vitrollien » conglomératique ou le Lutétien inférieur lacustre et palustre. Une mention particulière doit être faite pour les *Microcodium* bien développés dans les conglomérats à galets calcaires et à la surface de paléokarsts sur Malm (Saint-Bauzille, fig. 34).

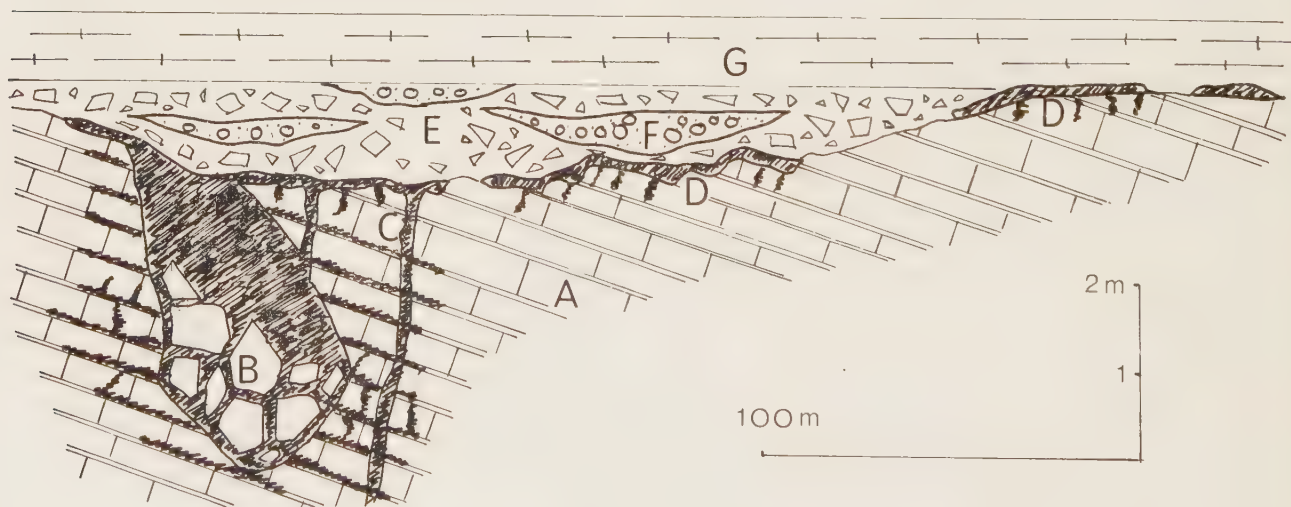


FIG. 34. — Saint-Bauzille de la Silve. Schéma des relations entre le calcaire jurassique, les cavités karstiques, les formations à *Microcodium*, les brèches, et le marno-calcaire du Bégudo-rognacien basal.

A. Calcaire jurassique en petits bancs décimétriques, avec joints de stratification marneux. B. Poche karstique à remplissage bréchique, et revêtements de *Microcodium* s'injectant ensuite dans les joints de stratification du calcaire jurassique. C. Lapiez revêtu de *Microcodium* laminaire. D. Colonies laminaires de *Microcodium* revêtant la surface du karst et s'injectant dans les lapiez et les diaclases. E. Brèche basale du Bégudo-rognacien. F. Lentilles conglomératiques intercalées dans la brèche de base. G. Marno-calcaires de la base du Bégudo-rognacien.

2. Sédimentologie et paléogéographie

Les observations fragmentaires de P. DEMANGEON [1958] selon une étroite bande Ouest-Est (seul Bégudo-Rognacien connu à cette époque) ont conduit cet auteur à envisager une alimentation à partir de la Montagne Noire et un transport fluvial d'Ouest en Est, démontré par la décroissance de taille des galets de schistes verts autuniens.

Je confirme entièrement ce point de vue, mais je l'étends à un bassin beaucoup plus vaste. Les granulométries de fraction fine, les minéraux argileux, la fraction sableuse (localisation des feldspaths) suggèrent l'existence de trois cônes alluviaux juxtaposés

(d'orientation sensiblement Est-Ouest), le cône central refoulant d'ailleurs le plus méridional contre une ride en cours de soulèvement, le futur pli de Montpellier (fig. 35).

VI. CONCLUSION

Il y a donc deux définitions possibles pour le Bégudo-rognacien :

— paléontologiquement, c'est l'ensemble des couches qui renferment la faune de Rognac et de la Bégude en Provence ;

— sédimentologiquement, c'est l'ensemble des cou-

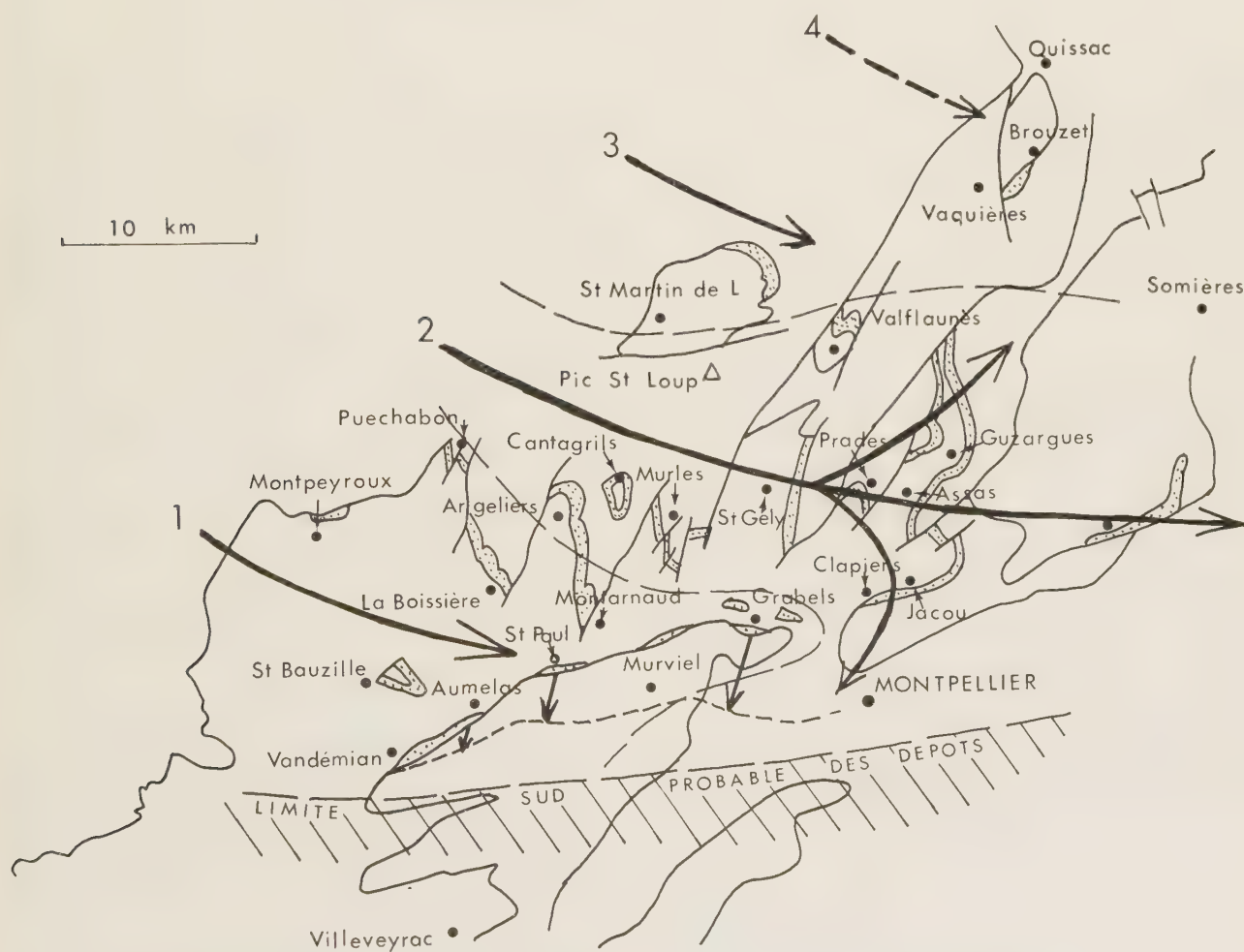


FIG. 35. — Paléogéographie du Bégudo-rognacien nord-montpellierain.

Juxtaposition de plusieurs cônes alluviaux. 1. Cône de Montpeyroux - Vandémian - Grabels autochtone, essentiellement caractérisé par de la kaolinite. 2. Cône d'Argeliers - Saint-Geniès, à feldspaths, bloquant le cône précédent contre la ride du pli de Montpellier (branche Clapiers-Jacou - Grabels allochtone) et déformant le cône septentrional. 3 et 4. Cônes de Saint-Martin-de-Londres et de Quissac, à kaolinite et illite erratique, difficiles à préciser (un ou deux cônes). Le plus grand développement de la montmorillonite s'observe dans les coupes situées dans les zones d'interpénétration des cônes.

ches provenant d'arrières-pays pyrénéens basculés lors de puissants mouvements tectoniques.

Quelques difficultés subsistent : les premières couches issues de matériaux mésozoïques dans les Corbières ne contiennent pas de faune, et dans certains bassins, les matériaux pyrénéens arrivent au milieu du Bégudo-rognacien daté (Villeveyrac), au Vitrollien (Alaric, Tournissan, Saint-Chinian) ou seulement à l'Oligocène (Montpellier).

Les mouvements « bégudo-rognaciens » se sont produits en deux fois dans les Corbières, où l'on rencontre en général deux décharges détritiques superposées. On peut corréler le basculement de Villeveyrac avec l'une ou l'autre décharge, ou avec ni l'une ni l'autre. La seule chose que l'on puisse affirmer,

c'est que des matériaux d'origine méridionale, liés à des mouvements importants de la chaîne des Pyrénées, apparaissent dans les Corbières (sauf l'Alaric) entre le Fuvélien et le Bégudo-rognacien (âge Fuvélien terminal, Bégudo-rognacien inférieur ou moyen), et dans le bassin de Villeveyrac au milieu du Bégudo-rognacien.

La phase anté-rognacienne des anciens auteurs reposait sur une stratigraphie erronée (à Saint-Chinian et Villeveyrac, les premiers dépôts sont campaniens). Les bouleversements considérables de cette phase « fini-crétacée » ont été entrevus par M. MATTAUER et F. PROUST [1962] et ses rapports avec le métamorphisme pyrénéen soulignés plus tard [M. MATTAUER, J. RAVIER et F. PROUST, 1964 ; M. MATTAUER et F. PROUST, 1965-1967].

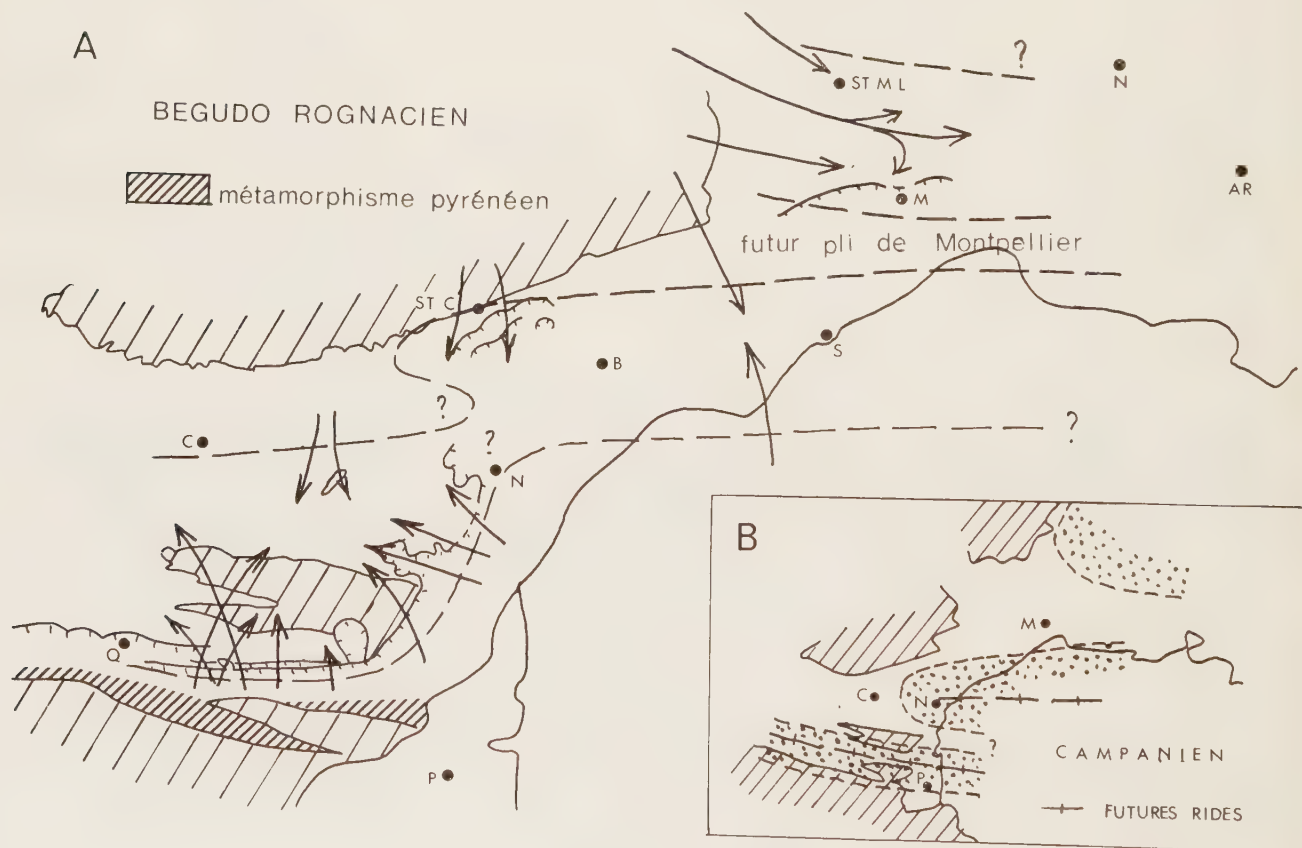


FIG. 36. — A. Esquisse paléogéographique du Languedoc au Bégudo-rognacien.

Dans les Corbières (dessin simplifié), les cônes alluviaux sont issus du sillon nord-pyrénéen et de la zone Cucugnan - Narbonne, oblique sur la direction des axes des sillons (nord-pyrénéen et languedocien). L'Alaric est alimenté par le Nord. A Saint-Chinian, à matériel septentrional, les directions d'apports sont difficiles à préciser (à la différence du Campanien). A Villeveyrac, il y a nette opposition entre la décharge inférieure, d'origine septentrionale, et la décharge supérieure, d'origine méridionale (partie sud du sillon languedocien). A Montpellier, les dépôts s'effectuent parallèlement à l'axe de l'isthme durancien.

B. Rappel de la paléogéographie au Campanien et position des futures rides bégudo-rognaciennes, localisées sur les axes des sillons nord-pyrénéen et languedocien.

En admettant une imprécision de l'ordre du demi-étage, on peut proposer une reconstitution paléogéographique du Languedoc (fig. 36) avec localisation des zones de sédimentation, des zones nourricières et des principales directions d'apport. Le bassin bégudorognacien des Corbières occupe la moitié septentrionale du sillon nord-pyrénéen et une bonne partie de l'avant-pays paléozoïque. Le sillon languedocien a une largeur réduite de moitié : son bord nord de-

meure inchangé, son bord sud se trouve à peu près au milieu du sillon languedocien campanien.

Il est également curieux de constater que dans les Corbières, le bord sud du bassin coïncide assez exactement avec la ligne de dislocation majeure Bugarach - Nappe des Corbières, jalonnée par les diapirs de Cucugnan, Albas et la Combe de Berre. Il faut certainement voir là une preuve en faveur d'une préparation fini-crétacée des grands accidents pyrénéens, dans le meilleur style provençal.

QUATRIÈME PARTIE : LE VITROLLIEN

I. GÉNÉRALITÉS

C'est un faciès généralement rouge, dont le contenu varie selon les auteurs qui ont utilisé ce terme. En Provence, les argiles et marnes de Vitrolles sont encadrées par le calcaire de Rognac et le calcaire de Saint-Marc à *Physa prisca* (Thanétien). Dans les Corbières, la disposition est identique, sauf localement sur la bordure nord du massif de Mouthoumet. Ailleurs, le terme de « Vitrollien » est synonyme d'« Éocène inférieur indifférencié ». En général, ce matériel se prête bien à l'analyse lithostratigraphique (décharges détritiques). Il s'est déposé en milieu fluvial, avec pédogenèse associée. A côté des *Microcodium*, abondants, les Cyanophycées sont localisées dans le « Vitrollien supérieur » (-Sparnacien probable) de Saint-Chinian et Villeveyrac. Quelques *Physa prisca* ont été trouvées près de Tournissan (Corbières orientales) à la base de la série « brune ».

II. LA BORDURE DE LA MONTAGNE NOIRE

Entre le socle paléozoïque et le calcaire de Montolieu, daté du Thanétien par *Physa prisca*, on rencontre une épaisseur variable (0-40 m) d'argiles, sables, calcaires noduleux et dolomies, avec lentilles conglomératiques à matériel paléozoïque ou cristallin. Ces niveaux ont été rapportés au Vitrollien par les auteurs des éditions successives de la feuille de Carcassonne au 1/80 000. La découverte d'un niveau marin thanétien à la base du calcaire de Montolieu [R. COURTESSOLLE et al., 1964] n'apporte rien de plus quant à l'âge des argiles et des sables inférieurs.

Une étude sédimentologique approfondie (granulométrie des argiles et des sables, minéralogie des sables et argiles, lithologie des galets) m'a permis de reconstituer un certain nombre de cônes alluviaux juxtaposés [P. FREYTET, 1968 c].

De Cennes-Monestiés à Sallèle-Cabardès, la série se compose très régulièrement d'argiles et marnes inférieures, de sables et grès moyens, d'argiles et marnes supérieures. De Sallèle-Cabardès à Camplong, il s'intercale en plus un niveau calcaire basal (parfois un peu dolomitique), et des niveaux calcaires ou dolomitiques dans la moitié supérieure de la série. Les dépôts marins sont logés dans des chenaux (Montolieu) ou constituent des couches à bords parallèles (Fraïssé-Aragon).

De Cennes-Monestiés à Fraïssé, le Vitrollien repose sur des arènes gneissiques dont les caractères granulométriques (rapport limon/argile) sont ceux des parties profondes de sols ferrallitiques [J. HERVIEU, 1968]. De plus, ces arènes renferment de la montmorillonite (phénomène d'invasion remontante). De Villardonne à Camplong, le Vitrollien repose sur des dolomies parfois karstifiées et des schistes plus ou moins rubéfiés. Lorsque la série débute par un calcaire, il est fréquent que celui-ci s'infiltre sous forme de coins de 0,5 m de large en haut et plusieurs mètres de profondeur : cet intense remaniement mécanique s'est très probablement produit sous un marécage.

Du point de vue sédimentologique, les galets sont plus intéressants par leur nature, que par leur granulométrie. La granulométrie des sables n'apporte rien de plus. Par contre, celle de la fraction fine montre une répartition harmonieuse des isogrades, que l'on peut dessiner d'une manière « large » (fig. 37 A) ou « étroite » (fig. 37 B), rendant compte de chaque cône alluvial déterminé par d'autres méthodes. La fraction sableuse contient des feldspaths (de Cennes à Sallèle-C) et des minéraux de métamorphisme (andalousite, staurotide, disthène, grenat). Les quartz éolisés sont généralement abondants. L'indice $2r_1/L$ de A. CAILLEUX et J. TRICART [1959] vaut 0,404 pour un échantillon de Caunes-Minervois, ce qui indique une usure éolienne indiscutable.

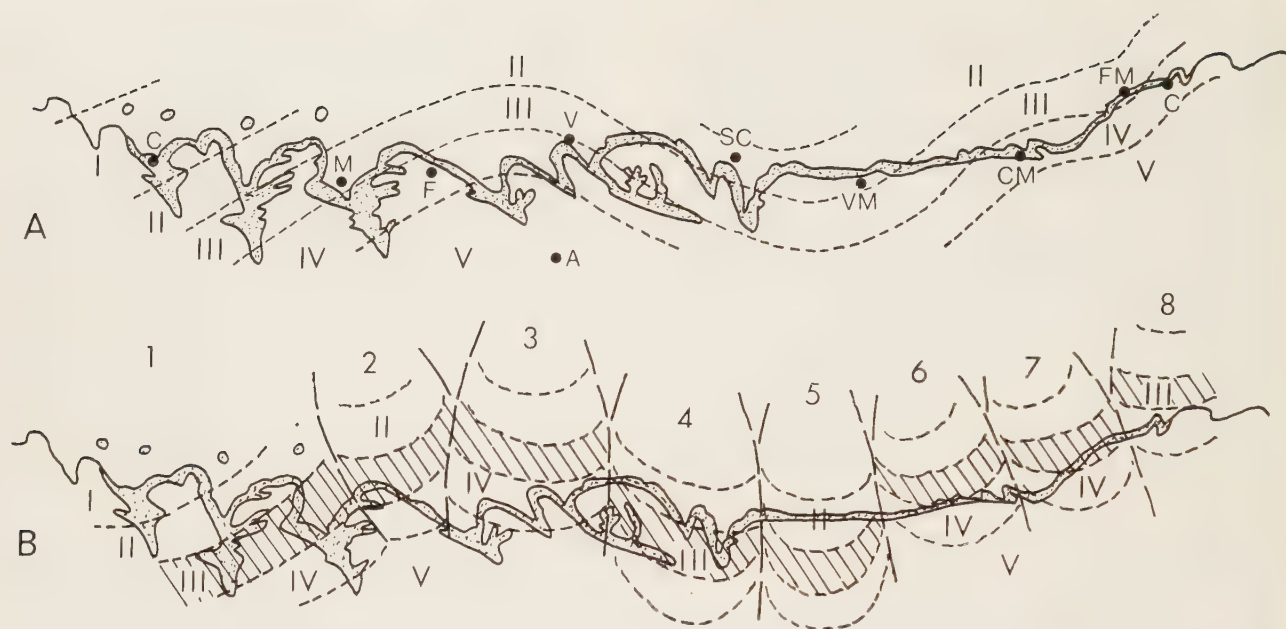


FIG. 37. — Vitrolien de la Montagne Noire. Isogrades granulométriques.

A. Interprétation « large ».

B. Interprétation « étroite » rendant compte de l'existence de cônes alluviaux individualisés :

(1) cône de Cennes-Monestiés à sables feldspathiques, galets de quartz, ubiquistes et montmorillonite prédominante ; (2) cône de Montolieu, différent du précédent par l'apparition de muscovite, staurotide et grenat ; (3) cône de Villardonnell, à sables feldspathiques, graviers de roches cristallines, galets de quartz, montmorillonite prédominante, minéraux lourds variés dont le disthène ; (4) cône d'Orbiel - Sallèles - Cabardès, à sables feldspathiques, graviers de roches cristallines, galets de quartz et montmorillonite abondante ; (5) cône de Villeneuve-Minervois, à sables quartzeux, galets calcaires et schisteux, muscovite abondante et chlorite prédominante ; (6) cône de Caunes Minervois à sable quartzeux, graviers de quartzite, galets de quartz et schistes, ubiquistes et grenat, montmorillonite prédominante ; (7) cône de Félines-Minervois, à galets de blaviérite (rhyolite écrasée), andalousite et chlorite abondante ; (8) cône de Camplong à sable quartzeux, ubiquistes et montmorillonite.

I à V, isogrades granulométriques.

Les minéraux argileux sont classiques. La chlorite est localisée dans deux cônes (Villeneuve-Minervois et Félines). Ailleurs, on note un mélange illite-kaolinite associé à de la montmorillonite, avec parfois une très nette prédominance de cette dernière. Ce minéral semble être entièrement néoformé dans le bassin sédimentaire, et a même « envahi l'amont » puisqu'on le retrouve dans les arènes gneissiques [cf. G. BOCQUIER et al., 1970].

Le regroupement de toutes les données sédimentologiques permet de reconstituer un certain nombre de cônes alluviaux issus d'arrière-pays très différenciés lithologiquement (fig. 37 B), et définis chacun par l'association de *plusieurs* éléments (exemple : cône de Félines-Minervois à galets de blaviérite, andalousite et chlorite).

III. LES CORBIÈRES

C'est le domaine que j'ai étudié en premier et qui m'a fourni le schéma général de la sédimentation flu-

viatile avec pédogenèse associée [P. FREYTET, 1964]. Le Vitrollien constitue une unité lithologique nette (sauf localement sur la bordure nord du massif de Mouthoumet), avec à la base une série rouge à *Microcodium* et au sommet une série « brune » marnogréseuse. De puissants conglomérats lenticulaires sont bien développés dans les zones méridionales. Un bon repère est le niveau marin thanétien, suivi par J.-C. PLAZIAT [1966]. Ce niveau est intercalé dans des calcaires lacustres au Nord, et dans les marnes et grès « bruns » au Sud (fig. 38). Il paraît donc que le Vitrollien et le Thanétien inférieur (anté-niveau marin) constituent une même décharge détritique avec passage latéral des faciès grossiers méridionaux aux faciès carbonatés septentrionaux.

Les épaisseurs de la série anté-niveau marin sont maximales entre la Côte Aigre de Montplaisir (100-110 m) ; elles diminuent très vite vers l'Est (Taura), assez vite vers le Nord (Alaric), lentement vers le Sud-Est (Albas). Il faut mettre à part la petite fosse subsidente de Cucugnan, à remplissage surtout conglomératique.

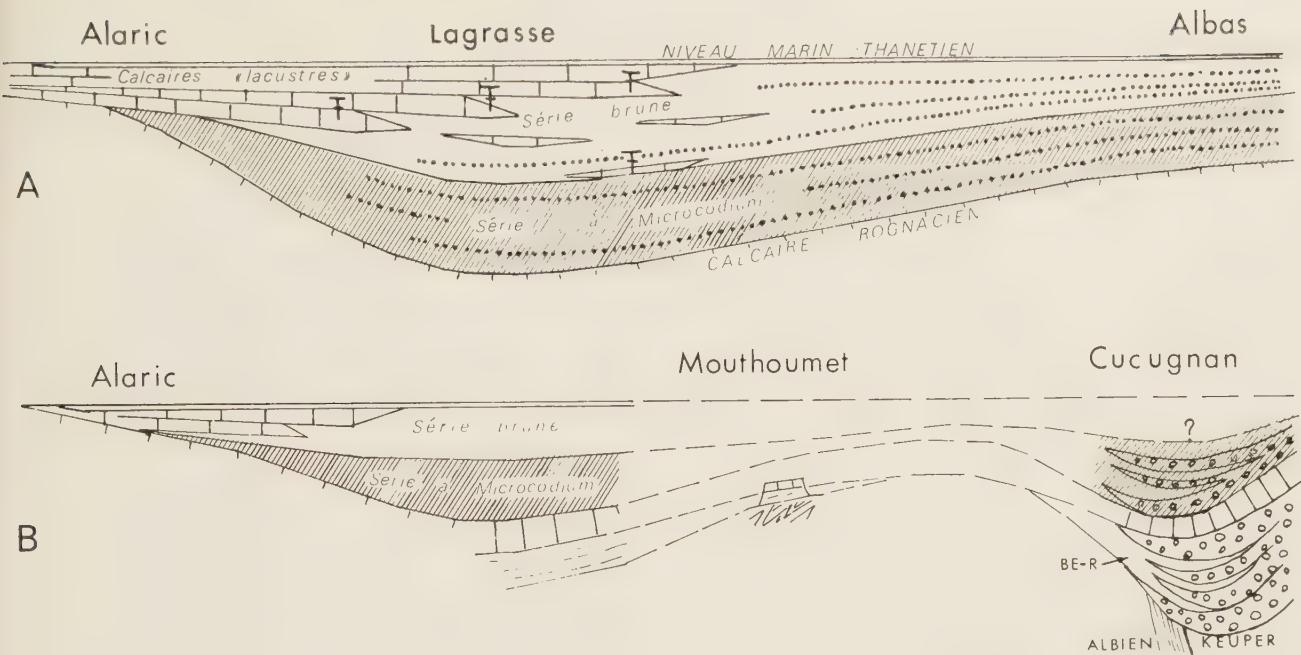


FIG. 38. — Coupes schématiques interprétatives du Vitrollien des Corbières.

A. Au niveau Alaric - Albas.

B. Au niveau Alaric - Cucugnan.

(Comparer la fig. A avec le schéma de la décharge détritique fig. 2.)

Les résultats tirés des granulométries de galets sont fragmentaires. On peut seulement affirmer l'existence d'une seule décharge, et constater une diminution de taille du Sud vers le Nord, du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Albas) et de l'Est vers l'Ouest (Taura, fig. 22). Les galets sont constitués par des roches mésozoïques variées. Un galet récolté à Brénac, près de Quillan, est en calcaire noir à dipyre (Aptien métamorphique).

La granulométrie de la fraction sableuse n'est pas significative. Dans certaines régions (Taura par ex.), la courbe cumulative présente 4 à 5 optima secondaires dont chacun correspond à une famille de grains particuliers, faciles à identifier à la loupe binoculaire (chailles, quartz bipyramidés, quartz arrondis, spicules silicieux).

Les isogrades de la fraction fine (fig. 39) dessinent des courbes concentriques. Il n'est pas indiqué l'anomalie de Cucugnan, dont la série se compose de conglomérats grossiers et de marno-calcaires à fraction fine logarithmique à hyperbolique. Cette association se retrouve au Bégudo-rognacien dans les Corbières (Monplaisir, Taura), et au Vitrollien dans le Pli de Montpellier.

Les minéraux argileux (70 échantillons) sont clas-

siques (pas d'argiles fibreuses). La chlorite est localisée dans certains cônes alluviaux (Côte Aigre et Alet-Belcastel) ; dans les autres, illite, kaolinite et montmorillonite sont en proportions variables, avec parfois prédominance de l'illite (Cucugnan) ou de la montmorillonite (Taura). Ce minéral étant parfois abondant dans certains niveaux mésozoïques, il est difficile de fixer les limites de l'héritage, de l'aggradation et de la néoformation. Dans certaines coupes (Tournissan), il y a toutefois une nette corrélation entre la teneur en carbonates, la teneur en montmorillonite et la cristallinité de celle-ci.

La reconstitution des cônes alluviaux (fig. 40) est basée ici sur la minéralogie des argiles et la nature des sables, grâce à un arrière-pays lithologiquement bien différencié.

Il faut encore signaler que l'îlot de Sallèle d'Aude possède un beau Vitrollien d'affinités méridionales (série inférieure à *Microcodium* et série supérieure « brune ») ; les minéraux argileux sont la montmorillonite (50-70 %) et la kaolinite (30-50 %), la fraction fine est logarithmique à hyperbolique. Paléogéographiquement, cette coupe appartient probablement à un petit bassin annexe, difficile à reconstituer (fig. 45).

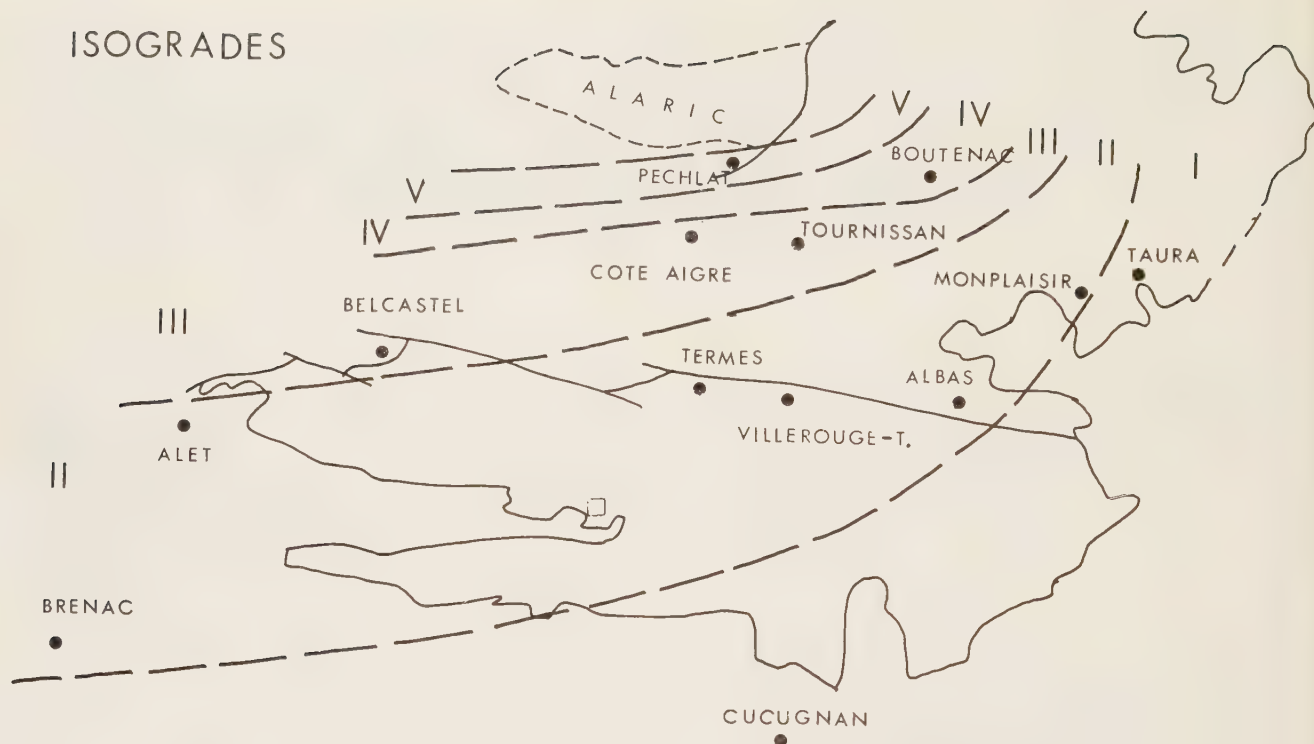


FIG. 39. — Vitrollien des Corbières, répartition des isogrades granulométriques de la fraction fine.

I. Parabolique strict ; II. Intermédiaire ; III. Logarithmique ; IV. Intermédiaire ; V. Hyperbolique. Comparer avec la figure 2, III, schéma de la décharge détritique théorique.

IV. LE CHAINON DE SAINT-CHINIAN

Entre la dernière barre calcaire à faune de Rognac et l'Yprésien à Alvéolines, se place une épaisse série de marno-calcaires rouges (50 à 350 m) avec conglomérats lenticulaires, et qualifiée de « Vitrollien » par mes prédécesseurs. C'est A. LEYMERIE qui a reconnu le Garumnien à Saint-Chinian, Ch. DEPERET [1898] en a débrouillé les grandes lignes ; A.-F. DE LAPPARENT [1948] a corrigé quelques attributions erronées, et P. DEMANGEON [1958] a donné une paléogéographie inexacte de l'Éocène inférieur.

Le Vitrollien affleure dans un certain nombre d'unités structurales (fig. 41), mais les séries sont souvent incomplètes pour cause tectonique. En utilisant des caractères lithologiques précis conduisant à une analyse séquentielle fine, ainsi que des résultats sédimentologiques (granulométrie de la fraction fine), j'ai pu mettre en évidence dans ce « Vitrollien »

deux décharges détritiques très différentes l'une de l'autre :

— une décharge inférieure, à *Microcodium*, parfois surmontée d'un calcaire palustre à intercalations de grès fluviatiles. Cette décharge à matériel d'origine méridionale est localisée au Bois du Bousquet et dans les synclinaux de Fargoussières et de la Manière. Paradoxalement, les séries les plus proches des zones d'alimentation en matière détritique (Fargoussières et la Manière) ont une fraction fine, plus évoluée que les séries les plus éloignées (Bois du Bousquet). Cela revient à dessiner un rebroussement des directions d'apport ; cette disposition en éventail (fig. 45) suggère un obstacle (ride Alaric-Saint-Chinian) qui a été contourné ;

— une décharge supérieure, lithologiquement et séquentiellement très différente, avec grand développement des Algues Cyanophycées dans les chenaux fluviatiles, et corrélée avec la décharge sparnacienne des Corbières [P. FREYTET et J.-C. PLAZIAT, 1967 ; 1970].

CONES ALLUVIAUX

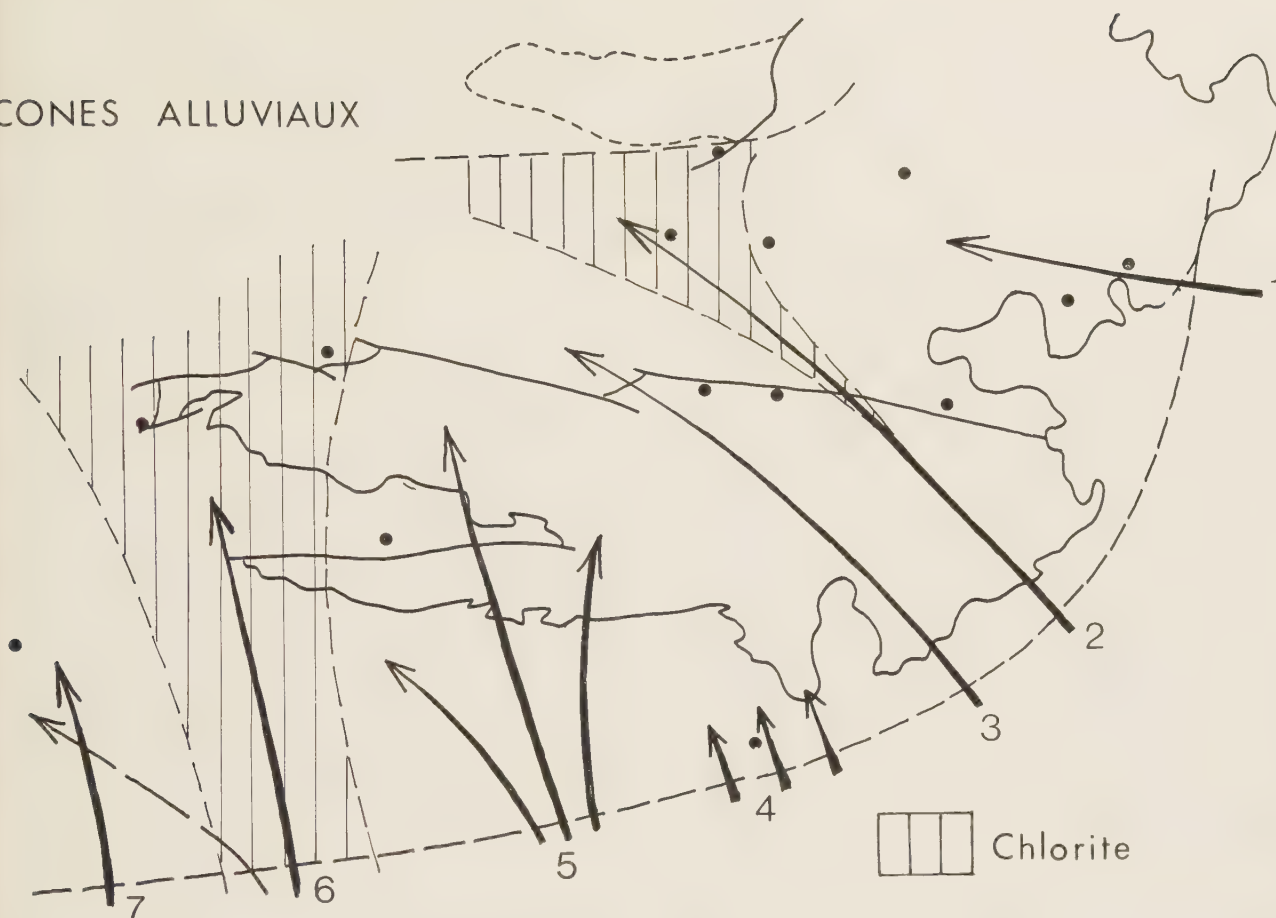


FIG. 40. — Reconstitution des cônes alluviaux du Vitrollien des Corbières.

(1) Cône de Taura-Tournissan à galets aptiens et néocomiens, quartz bipyramidés et montmorillonite abondante; (2) cône de la Côte-Aigre-Pechlat, à galets variés et chlorite; (3) cône de Villeroque-Termènes - Terme, à galets variés et montmorillonite abondante; (4) fosse subsidente de Cucugnan, à galets albiens, quartz bipyramides et illite prédominante; (5) cône d'Arques, à galets de Jurassique et Néocomien, quartz bipyramides rares et illite abondante; (6) cône de Belcastel-Alet, à galets variés et chlorite. A son début, ce cône s'étendait plus à l'Ouest vers Brénac; il a été ensuite rejeté vers l'Est par (7) cône de Brénac, à galets variés (en particulier Aptien métamorphique), et association illite-kaolinite-montmorillonite.

V. LE BASSIN DE VILLEVEYRAC

Le terme de « Vitrollien » désigne ici les couches comprises entre le Rognacien et le Lutétien (Villeveyrac). A Castelnau de Guers, on ne connaissait que du Rognacien : la série est en fait continue du Campanien au Lutétien inclus [P. FREYTET, 1968 b].

Le « Vitrollien » a rigoureusement la même composition lithostratigraphique que dans la partie orientale du Chaînon de Saint-Chinian (Fargoussières - La Manière), avec une décharge inférieure à *Microcodium* surmontée d'un calcaire lacustre-palustre, et une décharge supérieure à cyclothèmes complexes à Cyanophycées. A Castelnau, cette décharge est suivie de calcaires lacustres et de marnes jaunes que

j'avais considérés comme lutétiens [P. FREYTET, 1968 b] mais dont la base est plus probablement ilderdienne (yprésien inférieur) [P. FREYTET et J.-C. PLAZIAT, 1970].

Deux coupes sont possibles dans le Vitrollien inférieur à Castelnau de Guers et à Valmagne. Les granulométries de la fraction fine indiquent des apports venant du Sud et buttant contre une ride (futur Pli de Montpellier). Le matériel est uniquement issu de roches mésozoïques, allant du Keuper (quartz bipyramidés) au Coniacien (calcaire à Rudistes). L'étude d'un certain nombre de lames de galets provenant de Saint-Chinian et de Villeveyrac a montré que la série était à peu près continue entre ces deux extrêmes. Les argiles sont variées, la montmorillonite souvent

EOCENE INFÉRIEUR

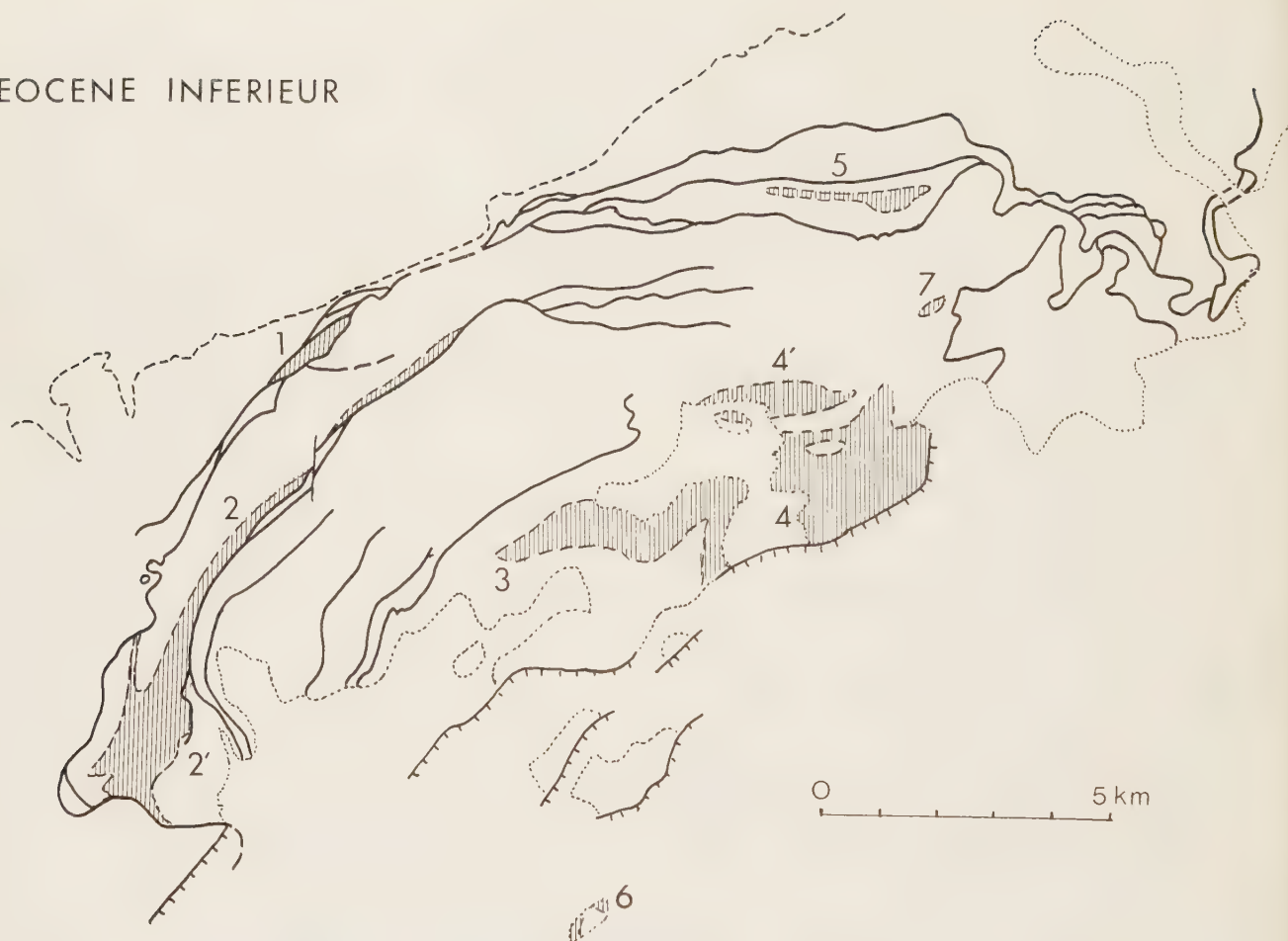


FIG. 41. — Répartition de l'Éocène inférieur à faciès « Vitrollien » dans le Chaînon de Saint-Chinian.

(1) Coupe de Tudery (Vitrollien « sup. » seul ; (2) coupe de Combebelles et (2') coupe de Moutouliers-Mont Cayla (Vitrollien « sup. » seul) ; (3) coupe de Fargoussières ; (4) coupe du synclinal sud de la Manière et (4') coupe du Synclinal nord de la Manière (Vitrollien « inf. », barre calcaire et Vitrollien « sup. ») ; (5) coupe du Bois du Bousquet (Vitrollien « inf. » et « sup. ») ; (6) coupe réduite du Mourel et (7) coupe réduite de Cazedarnes.

prédominante, la kaolinite toujours présente, mais en quantités variables, l'illite et la chlorite sporadiques.

VI. LA RÉGION NORD-MONTPELLIÉRAINE

L'Éocène inférieur indifférencié indiqué sur la feuille de Montpellier au 1/80 000 est en grande partie bégudo-rognacien (cf. troisième partie). Il ne reste d'Éocène inférieur véritable que sur le front du Pli de Montpellier (fig. 45). C'est un faciès très particulier, qualifié de « brèches vitrolliennes » par les anciens auteurs. P. DEMANGEON [1958] a montré que la forme irrégulière et parfois étoilée des éléments provenait

de la corrosion des galets par des *Microcodium*. En fait, j'ai pu voir que cette corrosion était très localisée, et que le « Vitrollien » du Pli de Montpellier était formé de cyclothèmes fluviaux normaux, avec parfois hypertrophie des termes grossiers.

C'est la granulométrie des galets, exprimés par le centile, qui a donné les meilleurs résultats. A Saint-Paul-et-Valmale (fig. 42), un pointement de calcaire rognacien fossilifère est simplement en position synclinale (contrairement à l'opinion émise sur la feuille de Montpellier au 1/50 000). Par la répartition des points représentatifs des centiles en fonction de leur distance à la bauxite prise comme repère de base,

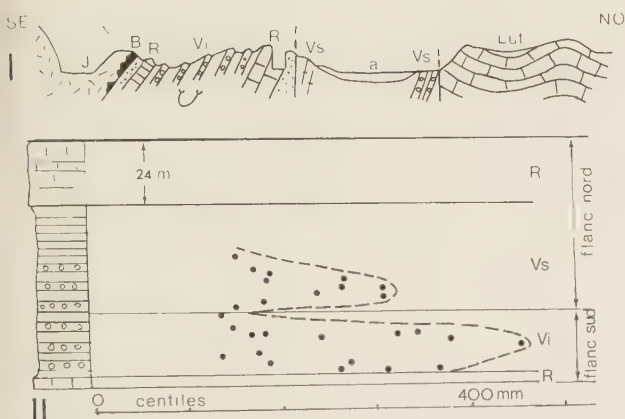


FIG. 42. — L'Éocène inférieur à faciès « Vitrollien » à Saint-Paul et Valmale.

I. Coupe Sud-Est - Nord-Ouest interprétative, montrant le Bégudo-rognacien et le Vitrollien « inf. » en position stratigraphique normale sur la bauxite, poussés en même temps que le Pli de Montpellier sur le Vitrollien « sup. » et le Lutétien calcaire.

II. Répartition verticale des centiles en fonction de l'altitude au-dessus de la bauxite dans le petit synclinal pincé. La courbe enveloppe, dessine deux avancées non symétriques : les galets du flanc sud sont plus gros que ceux du flanc nord ; les plus fortes valeurs observées ne sont pas contre le calcaire rognacien, mais à quelques mètres au-dessus : l'érosion s'est établie progressivement. On remarque aussi que les épaisseurs du calcaire rognacien varient considérablement du flanc sud au flanc nord. Il est donc clair qu'au Bégudo-rognacien, la ride du Pli de Montpellier a servi de seuil au développement du marécage calcaire, et qu'au Vitrollien « inf. » cette même ride a été érodée activement, envoyant ses produits de destruction en direction du Nord.

on peut même dire que les galets du flanc sud sont plus gros que ceux du flanc nord, d'où une direction d'apport Sud-Nord.

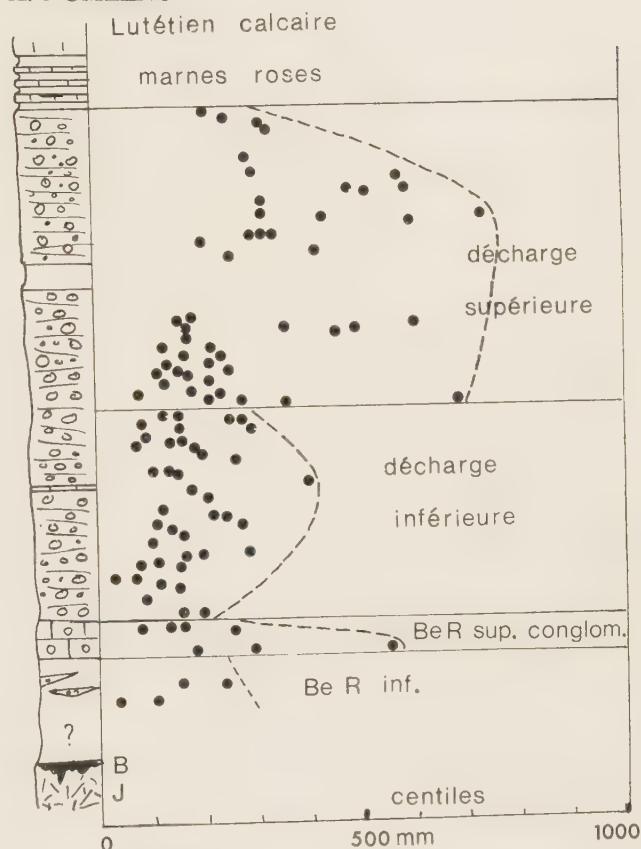
Dans des coupes tectoniquement moins bousculées, il est facile de reconnaître deux décharges détritiques superposées, d'un bout à l'autre du Pli, et quelle que soit l'épaisseur de la série vitrollienne totale (fig. 43) : 600 m à Aumelas, 345 m à Soucarède, 60 m à Vandémian. La décharge inférieure débute d'ailleurs dès le

FIG. 43. — Granulométrie des galets (répartition verticale des centiles) dans l'Éocène inférieur du Pli de Montpellier.

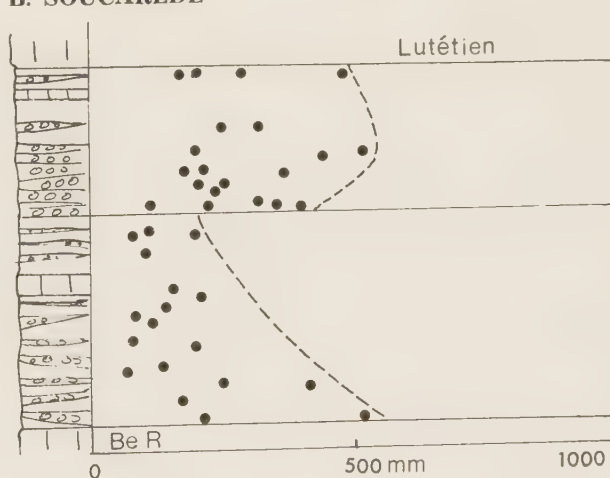
- A. Aumelas (coupe de long de la D 114).
- B. Synclinal de Soucarède près de Crabels.
- C. Coupe au Sud de Vandémian.

A Aumelas, le Bégudo-rognacien inférieur contient des galets originaires de la bordure de la Montagne Noire. Au Bégudo-rognacien sup., il apparaît quelques galets issus du Pli de Montpellier, mais la décharge déritique majeure apparaît avec l'Éocène inférieur (faciès « Vitrollien »), en deux épisodes que l'on suit sur toute la longueur du Pli (de Grabels à Vandémian, fig. 44). La décharge inférieure s'est installée brutalement (Soucarède, Vandémian), ou progressivement (Saint-Paul et Valmale, fig. 42, II, Aumelas). Dans les trois cas étudiés ici, la décharge supérieure est progressive, les plus gros galets n'apparaissent que vers la moitié de cette décharge. Remarquer aussi qu'il n'y a pas de rapport entre la dimension des galets et l'épaisseur des séries : les plus fortes valeurs de centiles sont à Vandémian, où la série est très réduite en épaisseur.

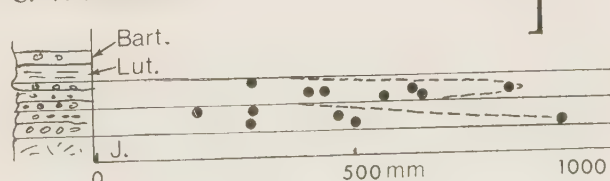
A. AUMELAS



B. SOUCARÈDE



C. VANDEMIAN



Bégudo-rognacien terminal à Aumelas. Parallèlement à l'axe du pli Ouest-Sud-Ouest-Est-Nord-Est, on peut voir quelques variations de l'importance des conglomérats par rapports aux marno-calcaires associés. A Grabels, il y a même une intercalation de calcaire palustre vers le sommet de la décharge inférieure (fig. 44).

La granulométrie de la fraction fine des marno-calcaires associés aux conglomérats de Grabels (Soucarède) a donné des indices de faciès logarithmiques à hyperboliques. Il s'agit là encore d'une évolution sur place par décantation d'un matériel apporté dans une fosse subsidente sans exutoire notable (comme à Cucugnan, Taura, Monplaisir).

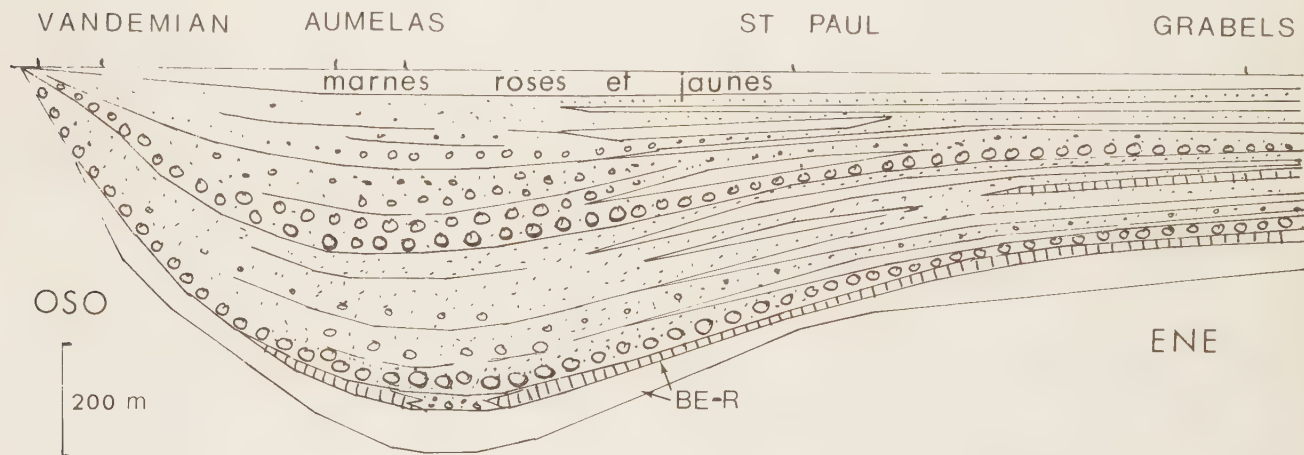


Fig. 44. — Essai de reconstitution des variations d'épaisseur et de faciès parallèlement à l'axe du Pli de Montpellier (perpendiculairement aux axes des cônes alluviaux).

VII. QUELQUES INDICATIONS SUR L'EOCÈNE INFÉRIEUR RHODANIEN

Dans le Golfe rhodanien, on a rapporté à l'Éocène inférieur des argiles et des sables situés entre divers termes du Crétacé supérieur (et même l'Urgonien) et le Lutétien continental. Dans la région de Brouzet et Navacelles (Feuille d'Alès 1/50 000) ce sont des sables et argiles (montmorillonite dominante-kaolinite), avec une fraction fine hyperbolique. Dans le synclinal de Serviers (feuilles d'Anduze et d'Uzès au 1/50 000), on rencontre la même association montmorillonite dominante - kaolinite (parfois hydrokaolinite) ; la fraction fine est, selon les coupes, hyperbolique ou logarithmique.

Les observations étant rares et dispersées, les reconstitutions paléogéographiques sont difficiles. Tout au plus, peut-on reconnaître l'existence d'une *province kaolinique cévenole* (depuis le Crétacé supérieur d'ailleurs). La montmorillonite est très probablement néoformée dans les paléosols associés aux dépôts fluviaux ; ces paléosols sont parfois riches en nodules et concrétions ferrugineux et carbonatés. Dans la fraction sableuse, on trouve de nombreux grains de quartz à traces d'éolisation.

VIII. CONCLUSION

Le Vitrollien languedocien pose des problèmes difficiles à résoudre en raison de la rareté des fossiles. Dans les Corbières, le Vitrollien est partiellement l'équivalent latéral du Thanétien inférieur. A Saint-Chinian et Villeveyrac, le terme de « Vitrollien » désigne tout l'Éocène inférieur. En accord avec J.-C. PLAZIAT, le « Vitrollien inférieur » me paraît être probablement l'équivalent latéral du Vitrollien-Thané-tien inférieur des Corbières, et le « Vitrollien supérieur » celui du Sparnacien des Corbières. A Montpellier, toute corrélation est illusoire, et dans le domaine sous-cévenol également.

Paléogéographiquement (fig. 45), il est possible d'individualiser un certain nombre de bassins immédiatement après la fin du Bégudo-rognacien, en supposant contemporains le Vitrollien des Corbières, celui de la bordure sud de la Montagne Noire, le Vitrollien inférieur de Saint-Chinian et Villeveyrac, la décharge inférieure de Montpellier et la base des argiles et sables du Golfe rhodanien. Par rapport à la paléogéographie précédente, le domaine des Corbières est peu modifié : on note seulement la surrection de la ride Alaric-Saint-Chinian, qui va isoler la fosse

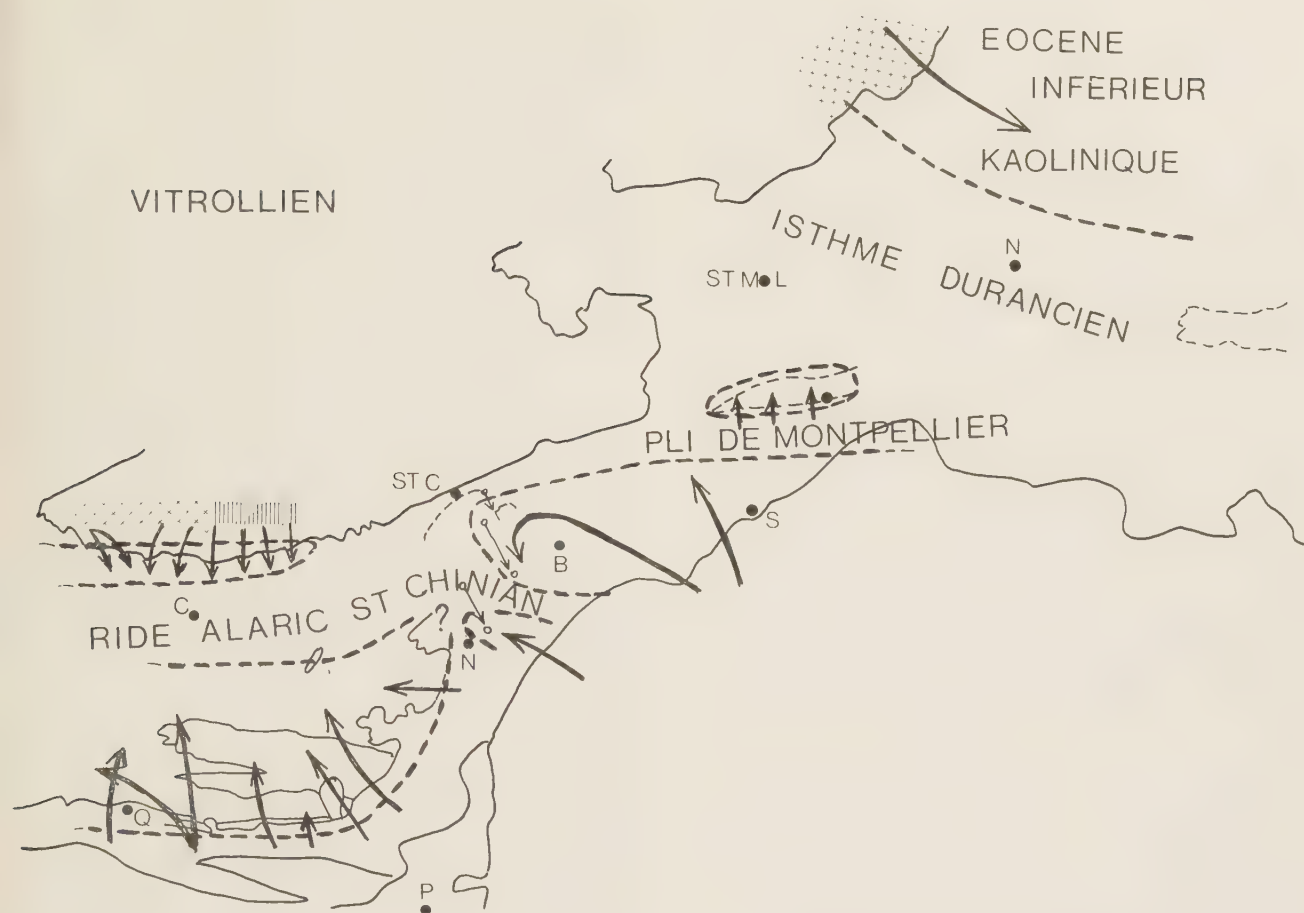


FIG. 45. — Esquisse paléogéographique du Languedoc à l'Éocène basal (Vitrollien-Thané-
tien inf. des Corbières, « Vitrollien inf. » de Saint-Chinian et Villeveyrac,
décharge détritque inférieure de Montpellier).

La ride Alaric-Saint-Chinian sépare la fosse de bordure de la Montagne Noire et le vaste domaine des Corbières, alimenté par le Sud (sillon nord-pyrénéen) et le Sud-Est (ligne des diapirs Cucugnan-Narbonne). Cette même ride limite vers le Sud le bassin de Villeveyrac-Saint-Chinian, et détermine le rabattement vers le Sud des dépôts à Saint-Chinian. La série de Sallèles d'Aude appartient à une unité paléogéographique difficile à déterminer.

Le Pli de Montpellier est érodé uniquement sur son revers nord, et les produits de démolition s'accumulent dans une étroite fosse activement subsidente. Le bassin cévenol (Golfe Rhodanien) est indépendant de tout ce qui se passe au Sud de l'isthme durancien. Enfin, les raccords avec la Provence (Vitrollien de Vitrolles et des Alpilles) demeurent hypothétiques.

de la Montagne Noire et influencer le comblement du domaine Villeveyrac-Saint-Chinian, encore sépare des Corbières à cette époque. Le Pli de Montpellier constitue une ride activement érodée sur son flanc nord, et bordée par une étroite fosse subsidente. Toute relation avec la Provence est difficile à établir.

La phase tectonique anté-vitrolloienne, décrite par M. MATTAUER et F. PROUST [1962] se réduit finalement à une reprise d'érosion des principaux reliefs dus à la

phase anté-bégudo-rognacienne (ou intra-bégudo-rognacienne). On ne peut attribuer à la phase anté-vitrollienne que le premier soubresaut du Pli de Montpellier (suivi de la décharge inférieure), et un basculement de la Montagne Noire. Il ne semble pas que ces mouvements méritent le nom de « phase », mais seulement de « pulsation », au même titre que celles qui déclencheront la décharge Sparnacien-Vitrollien supérieur et la décharge ilerdienne.

CINQUIÈME PARTIE : CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Il ne sera envisagé ici que la notion de décharge détritique appliquée à la stratigraphie, à la sédimentologie, à la paléogéographie (paléobiogéographie).

I. DÉCHARGES DÉTRITIQUES ET STRATIGRAPHIE

Le Languedoc n'est pas une région favorable pour débrouiller les grands problèmes de nomenclature et d'équivalences stratigraphiques, encore moins pour résoudre la question de la limite Crétacé-Tertiaire. Il faut se contenter d'utiliser les échelles établies en Provence et dans les Corbières occidentales (Rennes-les-Bains et Sougraigne). L'absence de fossiles dans de nombreux niveaux ne permet pas de datation bien précise, et très souvent les échelles basées sur les faunes marines ne coïncident pas d'un groupe zoologique à un autre (ex. : les écarts donnés par les Rudistes et les Polypiers vont du demi-étage à l'étage entier).

Les décharges détritiques reconnues en Languedoc sont les suivantes :

- décharge Cénomanién-Turonien inférieur (Corbières orientales) ;
- décharge Turonien supérieur-Coniacien inférieur (Corbières orientales) ;
- décharge Coniacien moyen - Santonien (Corbières orientales) ;
- décharge complexe du Campanien (Corbières, Saint-Chinian, Villeveyrac, Bédarieux) ;
- décharge Bégudo-rognacien, simple ou double (Corbières, Saint-Chinian, Villeveyrac, Montpellier) ;
- décharge Vitrollien-Thanétién (Corbières, Montagne Noire, Saint-Chinian, Villeveyrac, Montpellier) ;
- décharge Sparnacien (Sparnacien des Corbières, « Vitrollien supérieur » de Saint-Chinian et Villeveyrac et (?) de Montpellier).

II. DÉCHARGES DÉTRITIQUES ET SÉDIMENTOLOGIE

1. Dépôts détritiques

Il est entendu que le terme de décharge détritique englobe aussi les dépôts carbonatés qui lui sont associés. L'existence de séries rouges carbonatées est d'ailleurs un curieux paradoxe.

Du Turonien à l'Éocène, la couleur rouge est prédominante. Et même lorsque les dépôts sont gris ou noirs à la cassure, ils ont une belle patine rousse soulignant la présence de fer. Le fer ferrique peut être considéré comme le constituant détritique normal, accidentellement réduit à l'état ferreux lorsque les conditions microclimatiques locales le permettent.

L'individualisation du fer à l'état ferrique en quantités importantes est un phénomène pédologique bien connu [G. PÉDRO, 1968]. La coloration rouge des dépôts néocrétacés et éocènes résulte donc de l'érosion de paléosols plus ou moins anciens par rapport à leur date d'érosion (cas des paléosols sur cristallin et paléozoïque érodés du Cénomanién au Campanien inclus) ou formés juste avant leur érosion (et celle des roches sur lesquelles ils se trouvaient) (cas des terra rossa = sols fersiallitiques) sur les reliefs anté-bégudo-rognaciens sur roches mésozoïques.

Les autres éléments détritiques (argiles, sables, galets) proviennent des paléosols et des roches qui les supportent. En milieu fluvial, la disposition du matériel en cônes alluviaux juxtaposés facilite son étude. En milieu marin, c'est plus délicat en raison des remaniements par courants littoraux ; il faut aussi tenir compte de la masse non négligeable des sables coquilliers.

2. Dépôts carbonatés

On peut séparer trois types de dépôts carbonatés :

— les dépôts marins (et les coquilles, entières ou remaniées), dont les éléments constitutifs sont soumis à un certain brassage océanique, et qui n'ont pas nécessairement de relation directe avec l'arrière-pays, surtout dans un domaine aussi instable que le Languedoc ;

— les dépôts continentaux (dolomies, calcaires, calcaires marneux, marnes, nodules pédologiques, coquilles et Algues) dont les constituants proviennent de la dissolution karstique d'arrière-pays carbonatés ;

— les dépôts continentaux dont les ions proviennent d'une altération pédologique d'un arrière-pays peu ou pas carbonaté ; il y a libération corrélative de silice, Mg, alcalins, etc.

3. Activité chimique des milieux fluviaux

On pourrait s'attendre à une relation étroite de cause à effet entre la nature du matériel des plaines alluviales et l'état d'altération-érosion de l'arrière-

pays (la « géochimie des paysages » de G. MILLOT). Or, pour ce genre de reconstitution, une prudence extrême doit être observée, car on rencontre en Languedoc, les associations les plus paradoxales, telles qu'une arène gneissique à montmorillonite (Cennes-Monestiés) ou un calcaire lacustre à illite et kaolinite (Bégudo-rognacien de Saint-Chinian). Il faut donc réunir le maximum de renseignements sur un échantillon, une coupe, un bassin, avant de proposer une hypothèse interprétative.

Les constituants d'un échantillon indiquent la lithologie de l'arrière-pays, les altérations (parfois très anciennes) qu'il a subies. Le mode de transport et de dépôt influence la granulométrie et parfois la morphologie du matériel (cas des quartz éolisés dans le bassin alluvial, très constants partout du Cénomani au « Vitrollien supérieur »). La diagenèse intervient ensuite : corrosion et fissuration des quartz, aggradation et néoformation d'argiles ; modifications pédologiques du matériel alluvial (migrations, accumulations, nodulisation, cristallisation, etc.). L'agressivité chimique d'un milieu continental peut être estimée par le degré de corrosion des quartz, la dimension des cristaux de calcite du ciment des grès calcaires, la cristallinité de la montmorillonite.

4. Evolution des décharges détritiques

Une décharge détritique correspond à une rhexistasie, une rupture d'équilibre en faveur de l'érosion pour une cause quelconque (climatique ou tectonique). On peut admettre facilement qu'elle correspond à une *série sédimentaire normale* [A. LOMBARD] ou à une *série évolutive d'origine pédologique* [H. ERHART]. Les milieux continentaux sont un reflet très fidèle de l'évolution de l'arrière-pays, alors qu'en milieu marin un brassage, même faible, perturbe l'enregistrement de cette évolution.

La séquence théorique (1) conglomérat - (2) grès rouge - (3) argile - (4) marne - (5) calcaire à silex et argiles néo-formées - (6) évaporites, doit être modifiée comme suit en milieu continental :

(1) cyclothèmes à conglomérats à galets siliceux, produits ferrugineux et argiles détritiques (illite, kaolinite, chlorite) ;

(2) cyclothèmes à grès à ciment calcaire, marnes, nodules pédologiques carbonatés, argiles mixtes (héritées et néoformées) ;

(3) cyclothèmes à prédominance de carbonates (calcaires lacustres et palustres), argiles néoformées et silex.

Une variante du terme (2) peut être une tendance verticale des sols de la plaine d'inondation et passage aux sols salés, par non évacuation des ions Na, avec intense néoformation de montmorillonite.

Malheureusement en Languedoc, je n'ai jamais observé une telle séquence complète, pour deux raisons majeures : présence de roches carbonatées dans l'arrière-pays, soumises à une dissolution karstique, et surtout une grande instabilité tectonique.

Je donne figure 46, quelques exemples de décharges détritiques « normales » et « anormales ». Leur explication tient souvent dans la formule de G. BOCQUIER, H. PAQUET et G. MILLOT [1970] : *l'amont nourrit l'aval, mais l'aval envahit l'amont*. L'évolution d'une décharge détritique ne doit pas être calquée sur le modèle théorique, il faut séparer avec soin les phénomènes parasites qui interfèrent. Les principaux cas sont :

— décharge à sables feldspathiques et montmorillonite (cas typique d'invasion remontante) (A) ;

— décharge issue d'un arrière-pays non carbonaté, à évolution « normale », avec apparition progressive de Ca d'origine pédologique (B) ;

— décharge issue d'un arrière-pays carbonaté, dont les ions Ca proviennent d'un lessivage karstique, et sont associés à des argiles héritées (C) ;

— décharge provenant d'un arrière-pays riche en carbonates et en montmorillonite (D).

A l'échelle de la France entière ou de l'Europe occidentale, on peut opposer, à l'intérieur d'une ceinture climatique biostasique, des régions au repos absolu et d'autres affectées de rhexistasies tectoniques limitées. Après une reprise d'érosion l'arrière-pays tend à retourner vers un état biostasique stable véritable (cas B, Campanien des Corbières) ou apparent (C, Campanien et Bégudo-rognacien de Saint-Chinian). Les dépôts fluviaux et lacustres de piedmont sont donc extrêmement instructifs pour la reconstitution de l'évolution des chaînes de montagne.

III. DÉCHARGES DÉTRITIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIE - PALÉOBIOGÉOGRAPHIE

L'analyse détaillée du contenu des décharges détritiques, fluvio-lacustres et même marines, de leurs variations horizontales et verticales, permet donc de reconstituer d'une part des rides et des sillons, d'autre part, l'état de l'arrière-pays qui les alimentait. D'une décharge à l'autre, les sillons migrent, les fosses se comblent ou se creusent, les faunes s'adaptent ou changent. L'histoire de l'avant-pays d'une chaîne est au moins aussi complexe que celle des zones internes de cette chaîne. Le Languedoc, avant-pays de la chaîne pyrénéo-provençale en est un bon exemple.

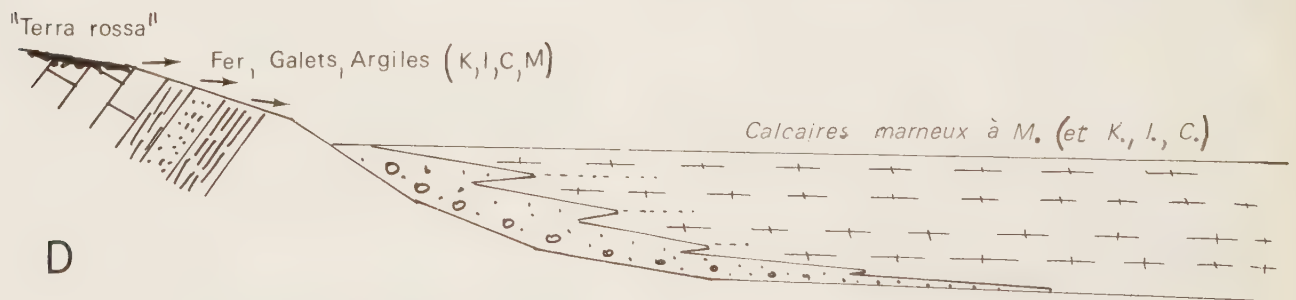
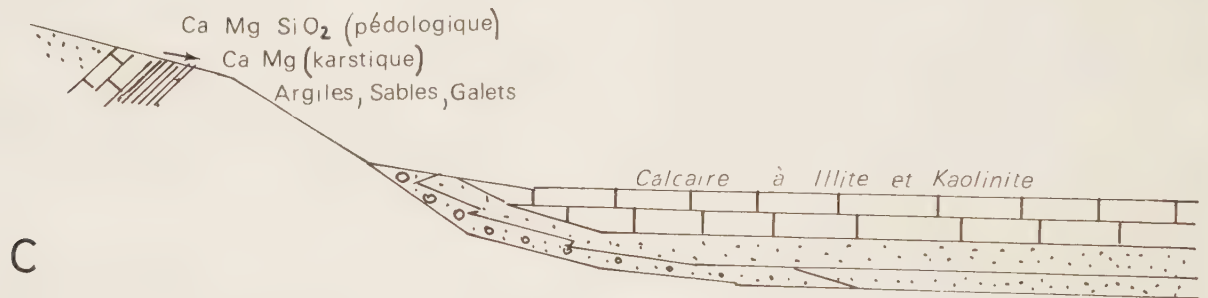
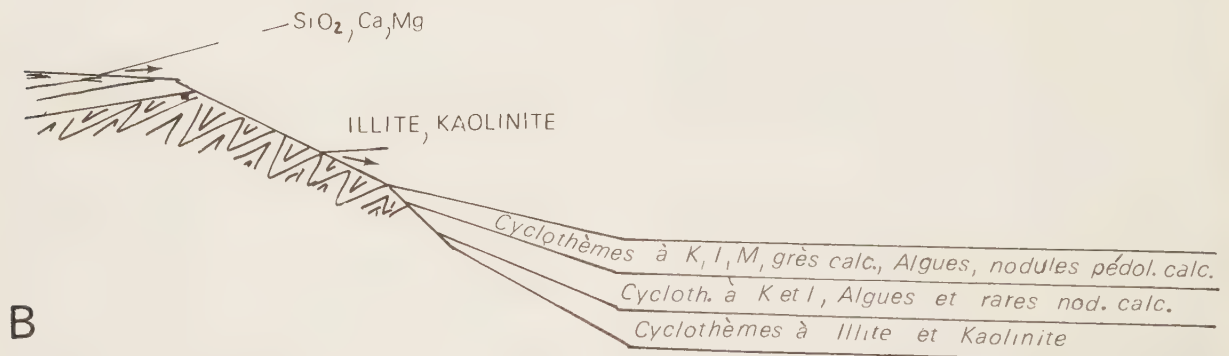


Fig. 46. — Quatre exemples de décharges détritiques.

A. Décharge à sables feldspathiques et arènes à montmorillonite. C'est l'exemple typique de G. BOQUIER et al., [1970]. En milieu mal drainé, les produits d'érosion (sables feldspathiques) sont baignés par des eaux issues de profils de sols en état de fonctionnement, plus lointains. Les ions solubles se recombinaient et les produits néoformés (ici la montmorillonite) migrent du fond du bassin vers les versants (invasion remontante).

Ce mécanisme est probablement applicable à toutes les séries renfermant l'association kaolinite-montmorillonite (avec ou sans nodules carbonatés pédologiques) : Éocène inférieur du Golfe rhodanien, Bégudo-rognacien de Montpellier, Campanien Bégudo-rognacien inférieur de Villeveyrac, Vitrollien de la Montagne Noire.

B. Cas du Campanien des Corbières orientales. Les cyclothèmes les plus bas sont à illite-kaolinite, coquilles calcaires et rares nodules carbonatés pédologiques; ceux du sommet à illite-kaolinite héritées, montmorillonite néoformée, chenaux fluviaux à grès à ciment calcaire, algues et coquilles, plaines d'inondation à rares nodules pédologiques carbonatés. Ici, à partir d'un arrière-pays non ou peu carbonaté, on assiste à une libération progressive de produits solubles par une pédogenèse de plus en plus active. Ces produits sont conservés dans le bassin alluvial de Piedmont et redistribués (activités biologiques, néoformation d'argiles, nodules pédologiques) (séquence positive « normale »).

C. Cas du Campanien-Bégudo-rognacien de Saint-Chinian. La décharge va des cyclothèmes en conglomérats (Pierrefeu) aux calcaires palustres terminaux. Mais cette séquence positive tire ses carbonates d'une dissolution karstique de roches carbonatées paléozoïques. Il y a très peu de montmorillonite, on rencontre à tous les niveaux, même dans les séries carbonatées terminales, des associations à illite-kaolinite (chlorite sporadique). C'est une séquence positive « anormale ».

D. Cas du Vitrollien des Corbières. Le matériel déposé dans le bassin alluvial est riche en carbonates (50-90 %), de couleur rouge, et la montmorillonite prédomine souvent. Mais là encore fer, carbonates et montmorillonite sont hérités de l'arrière-pays. Dans une telle décharge, d'éventuelles aggradations-néoformations sont très difficiles à démontrer.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

(Les publications précédées du signe * renferment une importante bibliographie.)

- ARCHIAC D' (1859). — Les Corbières, étude géologique d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées orientales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (2), 6, n° 2, 238 p., 25 fig., 4 pl., 1 pl. h. t., 3 dpl. h. t., 3 cartes coul. dpl. h. t.
- * ASTRE G. (1954). — Radiolitidés nord-pyrénéens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (nouv. Sér.), 33, n° 71, 140 p., 34 fig., 8 pl.
- ASTRE G. (1959). — Radiolitidés de Boutenac et espèces physiologiques. 84^e Congr. Soc. sav., Dijon, « Colloq. Crétacé sup. Fr. », p. 1-6.
- * BARRABÉ L. (1958). — Grandes lignes de la structure des Corbières orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 8, p. 811-817, 1 fig.
- BERTRAND L. (1907). — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. 4. La prolongation des nappes nord-pyrénéennes dans les Corbières orientales (feuilles de Perpignan et de Narbonne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 17, n° 118, p. 95-101, 1 fig.
- BLES J.-L. (1965). — Etude géologique de la région de Fontfroide (Aude). Dipl. Et. sup. Géol., Montpellier, 1 vol., 85., 25 pl. h. t. 11 dpl. h. t. 2 cartes dpl. h. t.
- * BOCQUIER G., PAQUET H., MILLOT G. (1970). — Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 270, p. 460-463, 1 fig.
- BRESSON R. (1900). — Sur la présence de fossiles appartenant au niveau de Rognac, aux environs de Vigneville sur la feuille de Quillan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 28, p. 71.
- CAILLEUX A., TRICART J. (1959). — Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, C. D. U., 3 vol. T. 1 : Texte, 376 p., 72 fig., 1 dpl. h. t.; T. 2 : Valeurs numériques, morphoscopie des sables, 194 p.; T. 3 : Valeurs numériques, galets, granulométrie, morphométrie et nature des sables, 202 p.
- CASTEL M. (1966). — Etude sur les Charophytes du Crétacé supérieur du Sud de la France. Dipl. Et. sup. Botanique, Montpellier.
- * CASTERAS M. (1933). — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Ser. Carte géol. Fr.*, 37, n° 189, 525 p., 64 fig., 3 dpl. h. t., 5 cartes coul. dpl. h. t.
- COMBES A. (1961). — Etude géologique sur les collines de Boutenac (Aude). Paris, Dipl. Et. sup., 65 p., 18 fig., 20 pl.
- COMBES A. (1962). — Etude géologique sur les collines de Boutenac (Aude). Résumé. Dipl. Et. sup. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 4, p. 362-379, 9 fig., 2 pl.
- COURTESOLE R., VERNET J.-P., VILLATE J. (1965). — Sur l'existence d'épisodes lagunaires à la base du calcaire de Montolieu (Thanétien du versant méridional de la Montagne Noire). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 97-98.
- DAGNAC J.-P. (1965). — Etude géologique du chaînon de Fontfroide (Aude). Thèse 3^e cycle Fac. Sci. Univ. Toulouse, spéc. Géol. région. appliq., 128 p.
- * DEMANGEON P. (1959). — Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire. Thèse Doc. Sci. nat. Univ. Montpellier, 1958. *Naturalia monspeliensa, Fr.*, sér. Géol., n° 5, 397 p., 97 fig., 45 pl.
- * DEPÉRET Ch. (1899). — Aperçu sur la géologie du chaînon de Saint-Chinian. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 27, p. 686-709, 10 fig.
- DESCOTES S. (1965). — Contribution à l'étude géologique du massif de Fontfroide (Aude). Dipl. Et. sup., Paris.
- DONCIEUX L. (1898). — Note sur l'extension de l'étage de Rognac dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 26, p. 159-163, 2 fig.
- * DONCIEUX L. (1903). — Monographie géologique et paléontologique des Corbières occidentales. *Ann. Univ. Lyon*, (nouv. Sér.), I. Sci. Méd., n° 11, 404 p., 69 fig., 7 pl. h. t., 1 carte dpl. h. t.
- DREYFUSS M. (1937). — Observations sur les feuilles du Vigan et de Montpellier. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 39, n° 197 « C. R. Collabor. pr la campagne 1937 », p. 171-173, 2 fig.
- DREYFUSS M. (1939). — Observations sur les feuilles de Montpellier et du Vigan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 40, n° 199, p. 153-157, 2 fig.
- DREYFUSS M. (1940). — Observations sur la feuille de Montpellier au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 42, n° 203, p. 159-162.
- DREYFUSS M., GOTTIS M. (1947). — A propos des couches marines du bassin de Villeveyrac (Hérault). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 143-145.

- DREYFUSS M., GOTTIS M. (1949). — Style des déformations successives en Bas-Languedoc. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **228**, p. 106-108.
- DURAND-DELGA M. (1965). — Manifestations d'une importante phase tectonique antécénomanienne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **100**, n° 1-2, p. 81-95, 6 fig.
- * ELLENBERGER F. (1967). — Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de Saint-Chinian) ; note sur les charriages cisaillants. *Revue Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, **9**, n° 2, p. 87-142, 19 fig., 2 pl., 3 dpl. h. t.
- FAHLQUIST D.-A. (1963). — Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean sea. Doctorat. Massachusetts Inst. Technology.
- FREYTET P. (1961). — Découverte d'Unios d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la région de Montplaisir, près de Thézan (Aude), et description de la charnière d'*Unio biveri* Matheron. *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 283, 1 fig.
- * FREYTET P. (1964). — Le Vitrollien des Corbières orientales : réflexions sur la sédimentation « lacustre » nord-pyrénéenne ; divagation fluviale, biorhexistasie, pédogenèse. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, **6**, n° 3, p. 179-199, 16 fig.
- FREYTET (1965 b). — Découverte d'œufs de Dinosaures à Saint-André-de-Roquelongue (Aude). *Bull. Soc. Et. sci. Aude*, **65**, p. 121-124, 5 fig.
- FREYTET (1965 a). — Données nouvelles sur l'âge des grès à Reptiles de Saint-Chinian (Hérault) : découverte d'une faune saumâtre (turono-Sénien). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 127-128.
- FREYTET P. (1966 a). — Observations stratigraphiques et paléontologiques dans le secteur Thézan-Saint-André-Ripaud (feuille de Capendu au 50 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **51**, n° 278 « C. R. Collabor. 1964 », p. 213-224, 2 fig.
- FREYTET P. (1966 b). — Sur le problème des lambeaux basaux renversés de la nappe des Corbières orientales : cas des klippe de la demi-fenêtre de Fontfroide (bois du Loumet). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 255-256, 1 fig.
- FREYTET P. (1967 a). — Généralisation du rôle de la pédogenèse en tant que phénomène cyclique associé à la sédimentation fluviale dans les « Grès à Reptiles » (Crétacé supérieur) de Saint-Chinian (Hérault). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **264**, p. 237-239.
- FREYTET P. (1967 b). — Observations sur la feuille de Capendu au 50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **61**, n° 279, p. 419-432.
- FREYTET P. (1968 a). — Esquisse paléogéographique et structurale du Vitrollien languedocien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **266**, p. 1709-1711, 1 fig.
- FREYTET P. (1968 c). — Essai de reconstitution des bassins d'alimentation et des cônes alluviaux du Vitrollien-Thanézien inférieur sur le revers sud de la Montagne Noire. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **267**, p. 2294-2297, 1 fig.
- FREYTET P. (1968 b). — Observations sur la feuille de Pézenas au 1/50 000 (région de Castelnau-de-Guers). *Bull. B. R. G. M., Fr.*, Sect. I, n° 3, p. 31-37, 2 fig.
- FREYTET P. (1969 b). — Essai de classification des paléosols du Crétacé supérieur et de l'Éocène inférieur du Languedoc, et implications climatiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **269**, p. 2316-2318.
- FREYTET P. (1969 a). — Un nouveau gisement de *Microcodium* cavernicoles : le paléokarst de Saint-Beauzille (Hérault). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 166.
- * FREYTET P. (1970 a). — Utilisation de la sédimentologie pour l'étude stratigraphique et paléogéographique des milieux continentaux : exemples pris dans les séries du Crétacé supérieur et de l'Éocène inférieur du Languedoc. *Colloq. Méthodes de la Stratigr.*, Orsay, oct. 1970 (sous presse).
- FREYTET P. (1970 b). — Esquisse paléogéographique et structurale du Bégudo-rognacien languedocien. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **270**, p. 2620-2623, 1 fig.
- * FREYTET P. (1971). — Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Éocène basal du Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.* (sous presse).
- * FREYTET P., PLAZIAT J.-C. (1965). — Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Éocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **7**, p. 679-694, 3 fig., 3 pl., 3 pl. h. t.
- FREYTET P., PLAZIAT J.-C. (1967). — Sur les rôles respectifs du Massif Central et des Pyrénées dans la sédimentation détritique du Crétacé supérieur et de l'Éocène inférieur entre Aquitaine occidentale et Languedoc. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **264**, p. 33-36.

- FREYDET P., PLAZIAT J.-C. (1970). — Nouveaux éléments de corrélation lithologique et paléontologique entre les formations marines et continentales de l'Éocène inférieur languedocien ; le problème de l'Ilerdien continental. *C. R. Acad. Sci., Fr., (D)*, **270**, p. 1076-1079, 1 fig.
- GLANGEAUD L. (1951). — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **1**, p. 735-762, 3 fig.
- GLANGEAUD L. (1962). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quatérnaires. In « Océanogr. géol. géophys. Méditerr. occid. », Paris, C. N. R. S., p. 125-165, 8 fig., 3 pl.
- GLANGEAUD L. (1966). — Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède. *C. R. Acad. Sci., Fr., (D)*, **262**, p. 2405-2408, 1 fig.
- * GOTTIS M. (1957). — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Fac. Sci. Univ. Montpellier, 344 p., 27 pl., 2 dpl.
- HERVIEU J. (1968). — Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. *Mém. O. R. S. T. O. M., Fr.*, n° 24, 465 p., 86 fig., 44 pl.
- HUGUET J. (1967). — Contribution à l'étude géologique de la région Bizanet-Moussan (Aude). *Mém. Fac. Sci. Univ. Paris Dipl. Et. approf. Géol. structur.*, 1 vol., 53 p., pl. h. t., 2 cartes dpl. h. t.
- LAFOND L.-R. (1953). — Sur l'évolution granulométrique des sédiments dans le bassin de la Vilaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **3**, p. 175-185, 3 fig.
- LAPPARENT A.-F. DE (1938). — Sur l'âge crétacé (Danien) de tous les gisements à Dinosauriens du pied de la Montagne Noire. *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 288-290.
- LAPPARENT A.-F. DE (1944). — Révision de la feuille de Carcassonne au 80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **45**, n° 216, p. 315-318.
- LAPPARENT A.-F. DE (1947). — Les Dinosauriens du Crétacé supérieur du Midi de la France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (nouv. Sér.), n° 56, 54 p., 20 fig., 6 pl. h. t.
- LAPPARENT A.-F. DE (1948). — La montagne d'Alaric (Aude) et ses environs. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **47**, n° 224, 32 p., 10 fig., 1 carte coul. dpl. h. t.
- LAPPARENT A.-F. DE (1954). — Nouvelle révision des gisements à Dinosauriens de la région de Saint-Chinian (Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **4**, p. 409-413, 2 fig., 1 pl. h. t.
- LAPPARENT A.-F., VINCENT P. (1953). — Preuves de l'âge éocène du toit des bauxites de Bédarieux (Hérault). *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 17-18.
- LEDoux J.-C., HARTENBERGER J.-L., MICHAUX J., SUDRE J., THALER L. (1966). — Découverte d'un Mammifère dans le Crétacé supérieur à Dinosauriens de Champ-Garimond près de Fons (Gard). *C. R. Acad. Sci., Fr., (D)*, **262**, p. 1925-1928, 2 fig.
- LEGRAND N. (1967). — Contribution à l'étude géologique de la région comprise entre Narbonne et Bizanet (Corbières orientales, Aude). *Mém. Fac. Sci. Univ. Paris, Dipl. Et. approf. Géol. structur.*, 1 vol., 95 p., 45 pl., 2 cartes dpl. h. t.
- * LEYMERIE A. (1868). — Note sur l'origine et les progrès de la question relative au type garumien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), **25**, p. 896-909, 1 pl. h. t.
- * LOMBARD A. (1960). — Les séries marines. Paris, Masson.
- MATHERON Ph. (1862). — Recherches comparatives sur les dépôts fluvio-lacustres des environs de Montpellier, de l'Aude et de la Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), **2**, p. 15-22.
- MATHERON Ph. (1876). — Note sur les dépôts crétacés lacustres et d'eau saumâtre du Midi de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **4**, p. 415-428.
- MATTAUER M., PROUST F. (1962). — Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, **5**, n° 1, p. 5-21, 2 fig.
- MATTAUER M., PROUST F. (1967). — L'évolution structurale de la partie est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. *Trav. Lab. Géochim. Biosphère, Ec. prat. hautes Et.*, p. 9-20.
- MATTAUER P., PROUST F., RAVIER J. (1964). — Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C. R. Soc. géol. Fr.*, p. 129-131.
- * MILLOT G. (1963). — Géologie des argiles. Paris, Masson, 1 vol., 499 p., 75 fig., 10 pl. h. t., 2 pl. coul. h. t.
- PEDRO G. (1968). — Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe, présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, **10**, n° 5, p. 457-470, 2 fig.
- PERON A. (1885). — Nouveaux documents pour l'histoire de la Craie à Hippurites. 2. Les niveaux de Rudistes de la craie supérieure des environs de Narbonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **13**, p. 258-271, 1 fig.

- PLAZIAT J.-C. (1966). — Contribution à l'étude stratigraphique, paléontologique et sédimentologique du Sparnacien des Corbières septentrionales (Aude). Thèse 3^e cycle Géol., option Sédimentol., Univ. Paris, 4 vol., 358 p., fig., pl., pl. h. t.
- RIVIÈRE A. (1952). — Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 2, p. 155-167, 3 fig.
- *ROMAN F. (1897). — Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc. *Ann. Univ. Lyon*, 34, 345 p., 49 fig., 9 pl. h. t.
- *ROUSSEL J. (1893). — Etude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 5, n° 35, 306 p., 6 dpl. h. t., 1 carte coul. dpl. h. t.
- *SORNAY J. (1950). — Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et les régions voisines. Thèse Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, 27, p. 35-278, 31 fig., 7 pl.
- TOURNAL (1830). — Description géognostique du bassin inférieur de l'Aude et de la Berre. *J. Géol., Fr.*, 1, p. 247-261.

